



A MAGYAR KIRÁLYI FÖLDTANI INTÉZET

É V K Ö N Y V E

XXXV. KÖTET 6 (ZÁRÓ) FÜZET

A B O L O R

IRTA

PRINZ GYULA

130 SZÖVEGKÖZTI ÁBRÁVAL ÉS 8 TÁBLÁVAL,  
VALAMENNYI A SZERZŐ EREDETI RAJZA.

KIADJA

A MAGYAR KIRÁLYI VALLÁS ÉS KÖZOKTATÁSÜGYI MINISZTERIUM TÁMOGATÁSÁVAL  
A M. KIR. FÖLDTANI INTÉZET.

---

MITTEILUNGEN

AUS DEM JAHRBUCH DER KGL. UNGAR. GEOLOG. ANSTALT  
BAND XXXV. (SCHLUSS) HEFT 6.

DER B O L O R

VON

GYULA PRINZ

MIT 130 ABBILDUNGEN UND 8 TAFELN  
ALLE VON VERFASSER GEZEICHNET.

HERAUSGEGEBEN MIT UNTERSTÜTZUNG DES KGL. UNG. KULTUSMINISTERIUMS.  
VON DER KÖNIGLICH UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT.

BUDAPEST, 1941.

---

DUNÁNTÚL PÉCSI EGYETEMI KÖNYVKIADÓ ÉS NYOMDA R.-T. PÉCSETT.

A mű tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.  
A német nyelvű fordítást Bogsch László dr. végezte.  
Az ábrák és táblák cinklemezeit Boér Pál dr. készítette.

\*

Für Inhalt und Form des Werkes ist der Verfasser verantwortlich.

Die deutsche Übersetzung stammt von Dr. L. Bogsch.

Zinkplatten für die Vervielfältigung der Abbildungen: Dr. P. Boér.



## A turkesztáni főmedencéket elválasztó hegységek földtani építménye és arculata.

(A német szöveg összefoglaló részének kivonata.)

A két Turkesztánt, tehát a Tárim- és Fergana-medencéket hatalmas hegységek választják el egymástól. Humboldt a Bólor nevet használta ezeknek a hegységeknek összefoglaló megjelölésére. (A mellékelt kis ábra Humboldt térképének részlete). Később



a Kiziljart jött divatba. Azóta eltűnt térképeinkről mindkét név. Kiderült, hogy a két nagy medencét nem észak-déli tengelyű hegységi rendszer választja szét, s ilyen nincs. A két főmedence besüllyedése következtében maradt a magasban az a térszín, mely a főmedencék vízválasztója lett. A legkeskenyebb helyén mintegy 200 km szélességű hegységeken a Tiensán és Hindukusz hegységei tapadtak össze. Ennek a két hegyszernek nagyjában nyugatkeleti irányú főtörésvonalait és szerkezeti tengelyeit zavarják meg a két főmedence peremtörései és sugaras törései. Lényegében tehát a Tiensán és a Hindukusz hegységei tapadtak egymáshoz ezen a 200 km-es vonalon.

Mikor első utamra indultam, mindez még nem volt világos. A középpázsiai nagy folyamok vízválasztója erősen foglalkoztatta a képzeletet. Id. Lóczy Lajos, akinek keletre való mindkét kiküldetésemet köszönhetem, ezt a Bolor vagy Kiziljart kérdést tűzte ki legfőbb feladatának. Az eredmény az lett, hogy mindkét név elvesztette igazi tartalmát, s ezt az utánam járt kutatók valamenynyien csak igazolták. De ha azokat a hegyeket, melyek a Narin



és a Raszkem-darja között vannak, valamilyen néven, könyvcím-ként összefoglalni akarjuk, csak ennek a területnek első irodalmi nevét, a Bolort választhatjuk. A Bolor-tag csak kis része ennek a területnek (azt is inkább Belur-nak mondják), bár még mindig több, mint a Kiziljart, mely itt csupán a Karateginből Kásgárba vezető völgyeknek és hágónak neve, eltekintve attól, hogy ez a név tucatjával található távoli hegyrendszerekben is.

Ez a mű középzásiai utazásaim földtani eredményeinek második fele, tehát szorosan kapcsolódik a Magas-Tiensán kötetéhez, s ennek folytatása, voltaképen a terület alapján elválasztott része. Tartalma a Medencés-Tiensán, a Kásgári-havasok, szóval a híres kásgáriai Terek-davantól közvetlenül északra és délre levő hegyek, valamint a két főmedence egymáshoz közel levő szegélyzetei. Ezt a tarka területet leghelyesebben csak a Bolor történelmi nevén gondolom összefoglalhatónak.

*A ferganai medence keleti végei.* Három vidéket szelt át utam a ferganai keleti végeken. Az egyik a Csitti-tau, a másik a Gyázi, a harmadik a dsalabadi Kogart-völgy. A Csitti-tau a Karadarja és a Koskarata-szu közén van. Keleti határa a Bujga-törésvonal, illetve a hegyrajzban a törésvonalba ágyazott Bujga-völgy. Széles, lapos, alacsonyabb hegyvidék ez. 3000 m körüli legmagasabb hegytetők és szabály nélkül szétágazó széles, lapos, helyenkint szurdokos völgyek vannak felszínén. Észak felé lejtősödő völgyei az Irdik, Gyalpaktas, Láj és a Bujga. Ezen a négy völgyön jártam, egy-két napos kirándulásban főútvonalamról, a Karadarja mellől. A Gyázi-völgyön 1909-es utam befejeztével jöttem el a Tien-shánból, a dsalabadi Kogart-völgy pedig az első vidék volt, melyeket 1906-ban megismerhettem.

A Csitti-tau négy völgye közül a figyelem első sorban a Bujgára irányul, mert ez a Fergana-medence főtörésvonalán van. Ettől a vonaltól keletre a paleozói alaphegység van a felszínen. Megszakítás és hézag csak egymástól elkülönült beszakadásokban van rajta. A Bujgától nyugatra pedig az alaphegység kőzetei néhány rög alakjában szigetenként, vagy csak kisméretű szirtekként állnak ki a fiatalabb rétegek vastag takarójából.

Az Aldajar-szírtól keletre a Bujgáig, nyugatra a Koskaratáig, sőt ebben az irányban Ossig, északra addig az alacsony röögig, melyen a szultanabadi nagy 1909-ben még építésben lévő duzzasztógát van, de ezen a röögön kívül Tarambazarig a krétánál idősebb kőzetet, a kréta-eocén tenger megszakítását nem láttam. Musketovnak rajza a ferganai kréta-harmadkori tenger partjairól



azzal egészíthető ki, hogy ennek a tengernek legnagyobb kiterjedése idején partjai a Tarambazar-a Gyázi és Szindán torkolata-Adzsike-Aldajár vonalon egyetlen nagy öblöt öleltek körül. Még azt sem hiszem, hogy a szultánabadi Tasakir-rög ennek az öblnek szigetkéje volt. Valószínűbb, hogy ez a rög csak a diluviumban folyóvízi feltárás által került a felszínre. Itt is megemlítem azt az alapos feltevésemet, hogy a kréta-harmadkori tenger legnagyobb kiterjedése nemcsak a dalmát partvidékekhez hasonló tengerszorosok alakjában, hanem talán széles teknőben tovább terjedt volt a Tárím-medencéig, csakhogy a nagy egyetemleges emelkedésben magasra emelt és azóta magasan maradt hegyvidékekről könnyen lemálló táblái azóta maradék nélkül lepusztultak, az akkor mélyebb tengerfenéken és mélybe süllyedt medencékben, úgy Ferganában, mint a Tárím-medencében pedig megmaradtak. Éppen ezért nem is hiszem, hogy a kréta-harmadkori tenger legnagyobb vagy korszakos kiterjedése másként, mint kifejezetten parti képződmények felfedezése által határozható meg. A kréta-harmadkori tengeri üledék lelethelyei ugyanis csak csekély maradványai a nagy tengernek.

A *Gyázi-völgy* (a térképeken gyakran Djasy írásmóddal) a Szindán-folyó torkolata felett 3 km-en, 1350 m magasságban lép ki a Fergana-hegyláncból a medencébe. Itt nagy vetődés van. Gyúrt vékonyleves mészköpala (2—203 sz.) ÉÉNy csapású redőzetét É—D irányú vetődés hasítja le, s a vetődés alatt vörös konglomerátum és homokkő táblái vannak. Ez a vetődés a Fergana-medence főtörésvonalán van. A vetődés fölött 3—4000 m-es hegyvidék van, alatta már csak a 2500 m-t meg nem haladó középhegyek és hátságok, gyűretlen össze-vissza dűlt, de főképen nyugat felé beszakadt kréta-harmadkori táblából. Úgy láttam, hogy a medencének ez a peremvonala déli irányban mereven lehasítja a magashegységet. A térképre rajzolva egybeesik a Bujga törésvonalával.

A Szindán-Bujga törésvonal vetődése neogén korú. Ez nyilvánul abból, hogy a hanhái-rétegeket süllyesztette be, melyek az eocén tengeri rétegeknél feltétlenül fiatalabbak. Vastagságuk itt is nagy, talán ezer m-t is elérnek. Összetöredezett tábláik 2500 m-es hegytetőkről lépcsősen süllyedtek be nyugat felé, de a Köldük és Donguz torkolatánál (1200 m), ahol a medence másik vetődésén végleg a mélybe süllyedtek, még mindig 1500 m-es dombhátak vannak kivésve belőlük. A vörös konglomerátum öve itt 15 km széles. Az övön belül pliocén-diluviális töltelék hullámos lapálya következik a Tasakir-rögig (Özgönig) 22 km szélességben.



Száz méteres síkhátú *padlanok*. A Gyázi és a Karadarja közötti padlan igen vastag kavicsréteg tetején 30 m vastag tiszta homok és homokos lösz. Özgön közelében a löszben mély sikátorok vannak. Itt a lösz vastagsága már messze felülmúlja a megszokott magyarországi méreteket.

A Kogart-völgy torka a nagymedence szélén 1550 m-en van, nem sokkal a Kizilszu nevű mellékpatak befolyása fölött. Az alaphegység redőzete itt, nem úgy, mint a Gyázi-völgyben, egyszerre, hanem több lépcsőben szakad le. De mögötte a hágó irányában is több egymással egyközű vetődés van. Ennek eredményeképpen a Kogart, Aubek és Kaskabek patakok egyesülése táján olyan törésvonal van, melytől keletre a palák függőlegesen állanak és a Fergana-hegylánc nagy tömegéhez tartoznak, nyugatra pedig alacsonyabb emeleten az alaphegység már részekre szakadozott rögökben van. A második és harmadik vetődés között az alaphegység redőzete ismét függőleges palákból áll. A Kogart keresztül törvén ezt az övet ismét völgytágulatba, kavicsal vastagon feltöltött kis medencébe jut 1480 körül. De itt az alaphegység redőzetében nincs szerkezeti változás. A második lépcső előtt darabokra töredezett, az alaphegységből való rögök gátja áll. Itt van a fővetődés, s egyúttal a nyugatra dült vastag vörös konglomerátumpadok, a hanhái-rétegek összefüggő területének határa. Nem foglalkozhatom itt Musketovnak mezozói törésvonalaival, mert sem ezt cáfoló, sem megerősítő adataim nincsenek. Éppenúgy lehetnek ezek az alaphegység mezozói törései, mint ilyen törések megújulásai a neogénben. Az azonban kétségtelen, hogy az utóbbi, megnevezett fővetődésben a lesüllyedt harmadik lépcső szélén, a függőlegesen álló palákhoz 60—70 fokos nyugati lejtőssődéssel és szinte gyüretlen merev fekvésben csillámos meszes homokos pala fekszik. Ezen pedig vörös konglomerátum csekélyebb, de vele egyirányú dülésben. A vetődés ezeket az eocén utáni rétegeket éppen úgy érte.

A harmadik lépcsőben (a Kogart-patak 1500—1250 m pontjai között) a hanhai-dombok magassága 1700—1800 m körül van a Kogart-völgy közelében. Bennük világló foltokon jelenik meg a fehér osztreás mészkő. Az eocén mészkő rétegeivel egyközűen vannak vöröshomokkő rétegek is. Ezek rögeit borítja el a fiatalabb nagyszemű vörös konglomerátum. Dülése szinte általánosan 10—20 fokon nyugati.

A paleogén (eocén) öv lépcsőjének szélessége a Kogart-völgyben 10 km. Előtte a medence felé az alaphegység redőzetének elég széles, feldarabolódott röge van, melyen ismét mély szurdokon tör



át a Kogart. Ebben a szurdokban szárazon pusztult alaphegységi palasziklákat temetett be a felsőkréta tengerparti képződésű zöldhomokkő, ami itt a legalsó rétege a fergana-emeletnek.

Három, egymástól csaknem egyenlő távolságban felvett szelvény alapján tehát azt állapíthattam meg, hogy a Fergana-medence keleti szegélyzete legalább száz kilométer hosszúságban, közel az északdéli vonalon, mereven egymással egyközű töréseken lépcsősen süllyedt le. Ez a lesüllyedés a középzásiai nagy vörös sivatag, a hanhai-konglomerátumok lerakódása után és a nagy általános középzásiai epirogén kiemelkedés után következett be, tehát feltétlenül a neogénbe helyezendő. A törésvonalak közül jelentőségében kiemelkedik egy főtörése, mely a 73 fok 45 perc-es meridián tájékán keletkezett. Ettől a töréstől keletre az alaphegység mindenütt magas emeleten van, s ma is magashegységet alkot, ellenben ettől nyugatra az alaphegységnek csak egyes szétszakadozott rögei rejtőznek a felszín közelében, mert általában be vannak temetve a róluk még le nem pusztult kréta-harmadkori táblákba. Így a Fergana-medence keleti szegélyén valóban egy északdéli irányú magashegységi perem van. Ez a perem okozta a humboldti Bolor elképzelését, vagyis azt, hogy a Fergana- és Tarim-medencék között haránt áll egy hatalmas hegylánc. A magashegységnek ez a pereme nyugat felől nagy távolságból valóban egyetlen összefüggő hegyláncnak látszik.

*A Tarim-medence kásgári öblének északi szegélye.* A Tarim-medence nyugati oldalán a hegyszerkezet más képet mutat. Ennek a medencének ilyen északdéli irányú nagy szegélytörése nincs. A Fergana-medence keleti főtörésvonalától 75 km legkisebb távolságban az Ücsat-völgy törésvonala, mely a Tarim-medence szélső külső peremtörésének tekinthető, délnyugat-északkeleti irányú, tehát 45 fokkal eltér az előbbitől. A Tarim-medence nem élesen határolódik el a Bolornak nevezett hegységek tömegétől, hanem hegyesen kiékelte völgyek által furakodik beléje. Ezért a Tarim-medence északi és déli pereme is hegyesszögben találkoznak nyugaton. Az északi oldalon az én megfigyeléseim a Maidan-dag és Altin-Artis, az Altin-Artis és az Üruk-szai kapujában levő Kiziloy-karaul, a Kiziloy-karaul és Csigacsakkarul közötti szakaszokra vonatkoznak, továbbá a kásgári lapály határos részeire, összesen 400 km-nél csak valamivel kevesebb útvonalra.

A Maidan-dag és Altin-Artis szelvény fővonásait kiemelve azt látjuk tehát, hogy az Akszaj-fensík nyitott a Tarim-medence felé. E fensík és a lapály között lépcsősen letört szegélyzet van, még pedig *hét* jól felismerhető, úgy a szerkezetben, mint a mai



domborzatban jellegzetesen kiemelkedő lépcsőből. Az első a 4500 m-re felvetődött Terektin-dag lépcső, melynek északon levő előve vagy tartozéka a 4200 m tetőmagasságú Korumdu-dag. Ez a lépcső 16 km széles. A második a Kengyovig-lépcső. Szélesség 10 km, tetőmagasság 3900 m. A harmadik a Maidan-dag lépcső. Szélesség 15 km, tetőmagasság 3500 m. A negyedik a Tangitár lépcső. Szélessége 17 km, tetőmagassága 2500 m. Ez a négy lépcső kizárólag vagy legalább főtömegében felsőkarbon táblából van kitörve. Az ötödik is, a Togatak-lépcső. Ennek szélessége 10 km, tetőmagassága 2300 m. De ebben a lépcsőben a lépcső közbeiktatott fokain már a hanhai-táblák is jelen vannak, nem úgy, mint az előbbieken, ahol nyomukat sem láttam. A hatodik lépcső az Argu. Szélessége 19 km, tetőmagassága 1800 m. Ez artis-konglomerátum-tábla, csak déli peremén felvetődésben mutatkozik a hanháirétegek éle. A hetedik a Tütürgü-lépcső. Szélessége 13 km, tetőmagassága 2000 m. Kizárólag artis-tábla ez. Mind a hét lépcsőnek közös tulajdonsága az, hogy összes rétegek észak felé dülnek, leszámítva a vetődések közvetlen szomszédságát. Valóban olyan a képe ennek a letöredezésnek, mint a löszfalak leszakadozásáé a jelenben szokott lenni, mikor a leszakadt darabok bedülnek a vetődés felé.

A tangitári szelvénytől nyugatra száz km. távolságban van az a szelvényem, mely a Tiensán belsejéből megszakítás nélkül vezet bennünket a Tarim-medencébe, s amelyet így az előbbi szelvény mellé lehet állítani.

A Tarim-medence első peremtörését ezen a szelvényen a déli hegylánc belsejében a Karaböktör nevű mellékvölgy tájékán állapítottam meg. Ez határozottan olyan természetű és nyilván neogén korú is, melyen a déli öv mélyen lesüllyedt. A vetődésben a karbon-mészkö alatt artis-konglomerátum észak felé 20 fokon dülő padjai vannak. Mint a 26. ábra mutatja, a karbonmészkö itt is déli irányba tolódott fel. Ez a vetődés a tangitári szelvény ötödik, vagyis togataki törésvonalával állítható párhuzamba. Ezen az Üruk-Szai szelvényen tehát kevesebb lépcső van. A tangitári V. törésvonal mögött az alaphegység itt északon már széles tömegben van, s nincs keskeny lemezekre letördelve. A tangitári és az ürukszaji szelvények között fele távolságon van a Tojun-völgy. Ez a Csatir-Kul-tól vezet Kásgárig, de egyúttal elválasztja a Dsérüj nevű magashegységet is a tangitári keskeny gerincek vidékétől. Ezáltal kitűnik, hogy a Tarim-medence egymással merőleges vetődésekben sarkosan süllyedt be.

A Tojun az Artis-árkot csaknem vonalegyenesen 30 km hosszú medrével hasítja át. A tangitári VII. gerincnek nyugati folytatása



az Aktas. Ennek a képe van a 30. ábrán. Könnyen felismerhető ezen a csak néhány vonással odavetett vázlaton is, hogy a Tarim-medence sík fenekét és az Aktas hosszú, merev, egyenes törésvonalát széles törmelékkúpok választják el, illetve temetik be. Ahogy a folyóvizek itt is a nagy medence peremeinek mélyvonala felé igyekeznek, elárulják azt, hogy a Tarim-medence a magyar Alföldhöz hasonló alakot vett fel a süllyedésben. Azt az alakot, hogy a medence törzse valamivel csekélyebb mértékben süllyed, mint szélei, határvonalai. A süllyedés tehát egészben, egy lemezben, vagy terjedelmes lemezekben történt. A törésvonalak mentén, a peremeken pedig a legmélyebb beszakadások, árkok, meglazulások következtek be. Valahol a hegyekből nem ömlik törmelék, kavics, homok a szegélyre, ott tavak, mocsarak, vagy öntözésre alkalmas vápák nyúlnak el a hegyek alján. Ezért van a Tarim-medence szegélyzetén is a magas padlanokban sok helyen diluviális, esetleg korábbi vagy későbbi taviüledék.

A Tarim-medence nyugati öblözete a maga egészében az artiskonglomerátum által elfoglalt terület lehetett a neogénben. Ennek tanúsága az, hogy Kásgártól nyugatra az Aktas hosszú gerince és a Musi-dombok között is széles betemetett ároksüllyedék van. A Kásgárból Ferganába vezető nagy karavánút ennek az ároknak töltelékjén van Kásgár és Karanglik-karaul között.

*Kurpe-tau.* Szerkezet szerint a Kurpe-tau devon palák redőzetén nyugvó egy nagyobb és egy kisebb felsőkarbon mészkőtáblából épült fel. Nyilván három egymás mellé tapadt rög van itt. A középső magasabbra került a két szárnynál. De a tönkfelszín kialakulása előtt megtörtént ez már, mert az ősi tönkfelszín alig ismer magasságkülönbséget. Mielőtt a mai arculat kialakult, egyenletesre kopott le már az egész. A három rög egysége ezután is megmaradt.

Az alaphegységet legjobban a Szujok-szelvény tárta fel utamon, a Kurpe-tau nyugati végén. A hegység északi lába mentén csak arról győződhettem meg, hogy az alaphegység keleti szakaszán a Koturtas körül egészen a Csirmacs-dombokig a hanhai-lépcső hiányzik, holott a Csirmacs-dombok egész szélességükben hanhai-rétegekből valók. A Csatir-köl alatt lehetnek e rétegek. De ezen a keleti szakaszon az alaphegység széles övön van a felszínen. A középső, Csirmacs-Kuzguntas szakaszon nagy a hanhai-lépcső, a fehér kvarcit vagy márvány telepekkel vegyes fekete agyagpalák, az Üjürmen-tau kőzeteivel feltűnően egyező rétegösszetételben, áthajolnak a Kurpe-tau derekán délnyugat, sőt déli irányba. A felsőkarbon mészkőtáblák itt legfeljebb kisebb dara-



bokban található. A nyugati szakasz is ilyen, csak a hanhai-rétegek hiányoznak. A Szujok-völgyben az Üjürmen-tau északi oldalának folytatásaként jelentékeny törésvonalat fedeztem fel. Ez nyilván végig hasít a Csong-tör völgyön is, de valószínűen még tovább, az alaikui Terek-völgy vonalán egészen az alaikui Ojtal-medencéig követhető. Ettől a vetődéstől északra schwagerinás mészkőnek (az atbasi mészkőhöz hasonló) látszó vastag rétegek meghajlás nélkül való táblában dülnek a Szujok-völgy felé 30—40 fokon. (XIV. tábla.) Távolabb a hegyeken félreismerhetetlenül ilyen mészkőtáblák vannak a Tegerek nevű völgy mentén, csakhogy ezek általában keleti dűlésben vannak, az Arpa-medence felé lejtősödnek. A (Nyugati-) Szujok déli oldalán ugyanebben a magasságban az alaphegység redőzetének vonalai láthatók. A Szujok-szelvény rézsutosan hasítja le a Kurpe-taut.

A Kurpe-tau keleti oldalán a nagy É—D vetődés azért is feltűnő, mert itt csupa észak felé dülő felsőkarbon mészkő-táblákat oldalt hasított le, a vetődés egyenes vonalú árkan túl pedig mindenfelé nyugodtan fekvő vörös hanhai-rétegek hátságai terjengetnek.

*A Nagy-Nárin medence.* A Fergana-hegylánc hosszúróge haránt helyezkedett el a Fergana-medence és egy medencecsoport között, mely utóbbit egynéven Nagy-Nárin-medencének nevezek. Leuchs (23—60. l.) rövid ismertetésében rámutatott arra, hogy erről a medencecsoportról a földtan más lényegeset nem tud, mint azt, hogy erősen gyűrűt, préselt, de nem meghatározható irányú és tengelyű prekarbon redőzet tetejére, a redőzet lepusztulása után karbon elöntés rétegei kerültek. Az alsókarbon felső, majd *Vadász* meghatározása szerint az általam gyűjtött anyag alapján a felsőkarbon alsó, tehát együttvéve a karbon közepét jelző időszakban feltehetően az egész területet tenger borította el, s nyomban ezután új kéregmozgás keletkezett nagy gránitos feltörésekkel (intrúziókkal) kapcsolatban. A felsőkarbon óta a terület száraz, hegyei lekoptak, tönkfelszínre lettek, de szintén megnevezhető időszakban benne lefolyástalan medencék keletkeztek. Ezekben a medencékben halmozódtak fel a „naryn-formáció” kőzetei, hatalmas vastagságú sós és gipszes lerakódások. Feltehetően a neogén végén a medencecsoport a Nárin-folyó által lecsapolást nyert, s azóta a nárin-rétegek tetején félsivatag, „badland” kimosott és kifujt, nyugtalan térszíne keletkezett. Ennek ellenére Huntington fensíkként látta a medencecsoportot az egész Tiensán szintézisében, melyet Leuchs hibás szemléletnek tart.

A medencecsoportot hosszában kétszer jártam végig, azon-



kívül keleti és déli széleit többször láttam. Magashegységi kutatók célkitűzése természetesen nem engedte, hogy tüzetesebben foglalkozzam vele.

A Fergana-hegylánc szerkezete valószínűvé teszi, ez különben már Musketov közleményeiből is kitűnik, hogy a prekarbon alaphegység képe a medencecsoport alatt hasonló a környezetéhez. *Musketov* a középtiensáni prekarbon Ny—K redőtengelyeket és az Alai-hegyrendszer hasonló csapású redőit a Fergana-hegylánc csapásához alkalmazkodó, nagy kelet felé visszahajló könyök kirajzolásával kapcsolta össze. Ez a rajz, bár kétségtelenül igen szellemes, kissé túlságosan merész azáltal, hogy a redővonalakat nem a mai állapot megfigyelési helyeihez rögzíti, hanem olyan rugalmasan hajló hullámzást ábrázol, mely prekarbon redőzetben valószínűtlen. Valószínűtlen tudniillik nem az, hogy ilyen csapású redőzet abban a korban keletkezett, hanem az, hogy annak a korának ilyen redőzete itthagytá eredeti helyén maradványait. A Fergana-hegyláncban gyűjtött megfigyeléseim arra utalnak, hogy a prekarbon redőzet csapásai igen erős töréses orogénre, igen merev megtöréseket mutatnak, amik utólagosan keletkeztek. A Fergana-hegylánc mai tengelyének a prekarbon redőzet valamely csapásához köze alig lehet, mert az kétségtelen, hogy ez a hegylanc neogén törések között keletkezett hosszúrög, és semilyen gyűrődés rá kihatással nem volt. De *Musketov* megfigyeléseinek helyességét ezzel nem vontam kétségbe. Valóban megvannak a megjelölt réteghajlatok a megjelölt csapásban is, csakhogy én úgy láttam, ezek mind törésvonalak mentén történt hajlások, flexúrák, amennyiben a Fergana-hegylánccal, illetve a Fergana-medence peremével egyközűek. A Nagy-Nárin medence a Tiensán egyetemes tönkfelszínének beszakadásából keletkezett, abból a tönkfelszínből, melyben nemcsak a prekarbon alaphegység redőzetének minden domborzati jelensége szűnt már meg, hanem ezeket a domborzati jelenségeket egyetemlegesen elborító középkarbon-felsőkarbon tengeri üledékek szerkezeti elváltozásainak felszíni kihatásai is. A Nagy-Nárin medencék csoportja maga is a Tiensán neogén eredetű tagjai közé tartozik földrajzi értelemben éppenúgy, mint a benne és a szélein magasló hegyrögök is.

A Nagy-Nárin medencék csoportjába tartoznak földtani értelemben a Terszkej-Alatau és a Koksál-hegylánc ollójába zárt összes medencék a Fergana-hegyláncig. Szorosabb értelemben, s ez a földrajzi szemléletnek is megfelel, csak azok, melyeket neogén tavi lerakódások vagy folyóvízi hozvány borítanak. Úgy tűnik fel, hogy valamennyi hosszabb-rövidebb ideig tófenék is volt.



Az ilyesminek megállapításához még sok bejárásra lesz szükség, de az egész arculat emellett szól. Középázsia tiszta levegőjében néha száz km-es távolságokat lehet áttekinteni, s jó térképek hiányát ennek kell pótolnia. Az orosz térképek ugyanis kevés tájékoztatást nyújtanak a kutatás számára, mert csupán közlekedési térképeknek tekinthetők. Azt a benyomást, amit nagy magasságból és távolságból nyert szemléletek nyújtanak, a szemből kitörölni nehéz. Ez pedig a nagy, egységes tómedencék kiürült feneke, melyeket völgyekre hasítottak szét a medencék meghatározott oldala felé szaladó patakok, a kiürült medencék megbillenése következtében.

A Nárin-folyó 225 km hosszú pályán, szinte mindvégig pontosan ugyanazon földrajzi szélességen maradvá hasítja át a medencét. Egyenes vonala különösen az Athasi-folyó torkolata alatti 150 km hosszú pályán feltűnő. Ezen a szakaszon csak a széles völgyfenéken, abba bezárva építette ki kanyarulatait. Az Athasi-folyó torkolata felett vonala kétszer megtörik. Mindkét szerkezeti okból, a völgyét kialakító törésvonalak rendszere által történt kényszerítés következtében, de sohasem a vízrajz körébe tartozó okból. A Nárin feltűnően egyenes vonala nyilván hegyszerkezeti hatás eredménye. Arra sem a medencék tókorszaki alakja, sem a vízmennyiség változása, vagy a jégkorszak, valamint az esésviszonyok változása sem volt közvetlen befolyással. De ilyen merev, hegyszerkezeti jellegű a medencék mindegyikének alakja, s ez közös vonásuk is.

A hanhai-rétegek általános elterjedése a belső és szélső hegyeken azt bizonyítja, hogy a tómedencék keletkezése előtt az egész területen vörössivatag volt időszakos vízjárással. A tómedencék és feltöltésük mérete és mennyisége, miután a jégkorszak úgynevezett Akkija-állapota előtti időből valók, ellenben a vörössivatagba történt besüllyedéseikkel ezt követték, némi útmutatást nyújt keletkezésük idejére, valamint a hanhai-korszak befejeződésének idejére is. Annyi egészen bizonyos, hogy általában fakószürke és sárgásszürke töltelékeik éppenúgy különböznek színben, anyagban és szerkezeti helyzet által az alattuk levő hanhai-rétegektől, akárcsak a velük bizonyosan egykorú artis-rétegek ugyancsak ezektől. Pliocénnél idősebb kövület azonban belőlük még nem került elő. Egyelőre tehát nem helyezkedhetünk más álláspontra, mint a vörössivatag és hanhai-korszaknak a miocén végén való megszűnésére, a megszűnéssel egyidejű besüllyedésekre, a medencék ekorbeli keletkezésére.

A Nárin-folyó már 2300 m-en a medencecsoport tagjainak



egyikébe lép. Ez a tag a Nura-medence. Izoklinális, a déli törésvonal felé dült, 18 km széles ároksüllyedék, melyet kizárólag hanhai-rétegek töltöttek meg. A beszakadás az alaphegységet karbon fedelével együtt a beszakadás területén véglegesen eltiűntette a felszínről. 1000—1200 m aránylagos magasságú hegyek talpig és azon alul ismeretlen mélységig vöröshomokkőből vannak. Ez a tömeg már a „narin-rétegek“, a pliocén kavicsok és egyéb tavi üledékek lerakódása előtt itt volt. A Nura-medencét a Nagy-Nárin medencétől a Narinszkójetől 9 km-re keletre levő Icskeszu vonalán harántvetődés választja el. A Nura-tau hanhai-hegyei együttvéve magas emelet a Nagy-Nárin-medence mellett. A Nárin-folyó erről az emeletről még az Akkija-eljegesedés előtt, feltehetően már a pliocénben óriási törmelékkúpot rakott a vetődés alá. Ennek a törmelékkúpnak kiegészítéseképpen a Nura-tau és az Alamisi-tau felől is kavicslejtők ereszkedtek alá. A Nura-medence feneke déli oldalán mélyebbre süllyedt, mint az északon, mert csak ennek következménye lehetett, hogy a Nárin-folyó a déli szegélyre szorult. Ezt pedig jóval a pliocén törmelékkúp lerakása után tette, mert a törmelékkúp a medence középvonala alá helyezkedett volt, a mai 3000 m-es magasság fölé.

A Nagy-Nárin medence szegélyzetének másik tagja az *Atbasi-medence*. Hegyszerkezeti nézőpontból ez egészen önálló és független süllyedék. Az Atbasi-medence sem medence tulajdonképpen, hanem ároksüllyedék, mint valamennyi tiensáni medence, az Isszik-kulét sem véve ki.

Az Atbasi-medence déli oldala mindvégig egyetlen tömör hegylánc, az Üjürmen-tau. Olyan hosszú rög ez, melyet északi oldalán egy Ny—K törésvonal határol (ez előtt van az Atbasi-szárny) és egy NyDNy—KÉK törésvonal (ez előtt a Karakoin-szárny). Ez a két törésvonal élesen elhatárolja a déli magas fensíkakat a nárini medencéktől. Annál kevésbbé határozottak az Atbasi-medence északi törésvonalai. Itt egymással szögben eltérő hegygerincek rövidebb falaiból van a szegély összerakva.

Az Atbasi-medence domborzatának jellemző vonása szintén az, hogy felszíne az északi peremek felől egyenletesen lejtősodik a déli peremen levő mélyvonal felé. Szembeszökő, hogy ennek ellenére az Atbasi-folyó az általános lejtősődéssel szembefordulva ki tud törni északnyugat felé a medencéből. A medencétől északra kulisszák módján hat karbonmészkö gerinc van. A hat mészkőgerinc hanhai-táblák környezetéből magaslik ki fehér sziklafalaival.

A Nárin fölött 400 m tekintélyes magasságig megtalálható



szürke kavicsok, csupa karbonmész-kő törmelék, sok hanhai-szirtet temettek be.

A Nárin és az Athasi közötti hat gerincet együttvéve nem lenne helytelen *nárini középhegységnek* nevezni, abban az értelemben, mint a Magyar Középhegységet az Alföld és a Győri-medence közén. Nagy érdeklődéssel szemléltem ezeket a medencéket és szigethegyeiket, mert sok szerkezeti és alaktani hasonlóság van közöttük. Nem is hiszem, hogy az Alföld történetét jól lehessen kutatni, különösen pliocén korabeli állapotát megfelelően lehessen kirajzolni ilyen középázsiai medencék ismerete nélkül. Itt olyan medencetöltelékek, melyeket otthon csak fúrású szelvényekből ismerünk, ugyanolyan, ha nem több vastagságban kitűnően fel vannak tárva, sőt mondhatjuk, hogy teljesen meztelenül állanak előttünk.

A Nagy-Nárin medence képe az Athasi-torkolat alatti vidéken jellemző vonása a hegyrajzi vonalaknak nyugat felé való sajátságos szétágazása. Nem kerekded medencét alakító ívek vannak itt, mint a párisi medence keleti felén, hanem olyan merev, egyenes vonalak, mint az üvegtábla törései. Hangsúlyozni kell, hogy nemcsak az alaphegység, a karbonmész-kő táblák, vagy a hanhai-táblák törései ilyenek, hanem a medence laza, túlnyomóan tavi eredetű pliocén töltelékjét is ilyen hosszú, egyenes vonalú vetődések érték. A vetődések hegyesszögben metszik egymást, s hatásuk alatt hosszú, egyenes dombsorok keletkeztek, melyeket felszíni vajú erők sohasem készíthetnek. A hegyszerkezeti alapvetést e dombsorok keletkezésében az is bizonyítja, hogy az egyes dombsorok tengelyei egymással rendszeren könnyen felismerhető szögeltérésben vannak.

A Nagy-Nárin főmedencéje lekopott térszínű és vörös (főképen durvaszemű) hanhai-konglomerátummal borított karbonmész-kő-táblahegység beroppanása következtében keletkezett. Süllyedése a hanhai-rétegeket érte. A süllyedék legidősebb rétegei sósagyag, gipszes márga. A süllyedés a nagy tó kialakulása után is folytatódott, s ennek következtében a feltételelesen miocén korúnak vett sós-gipszes rétegsorozatot a kelet felől nyugatnak ollószerűen szétnyíló vetődések emeletekre szabdalták, illetve két emelet közén egy magasabban maradt hosszú táblarögöt hasítottak ki. Ezt a táblarögöt nyomás, némi gyűrődés érte. A táblarög (kimagasló ormáról Emirsak-nak nevezve) mögötti emeletet két folyamat egymással való küzdelme befolyásolta. Az egyik az emeleten végbemenő medence-süllyedéseké, a másik a főmedence déli peremhegységéről, az Aktal-tauról lefutó vizek kivájó és feltöltő



munkálkodásáé. Emelet keletkezvén az Emirsak-dombsor gátja mögött, itt pliocén-korúnak vett édesvízi tó foglalt helyet. Ennek a pliocén-tónak lerakódásai kavics, homok, meszes homokkő és homokosagyag. Egységes tóra vall a pliocén-rétegek általános 2100 m-es tető magassága. De nagyon zavarta és üledékeinek minőségére is állandóan befolyással lehetett az Aktal-tau folyóvízeinek koronkint és helyenkint nagy tömegben megjelenő hordaléka. Az emeletet az Emirsak-dombsorig leérő kavicsávok, pliocén-diluvialis patakok hozványai részekre osztották. Az emeleten a kavicskúpok, kavicsöltések és tavi homokok a pliocén-tavat betették. A betemetés után azonban új, kisebb medencék süppedtek be. A süllyedés itt állandó folyamatnak látszik. Tóisor keletkezett. A tavak, nyilván késői dilúviumból való tavak, lecsapolódtak vagy szintén feltöltődtek. A Karabük-, Aktal- és Khakköl-tófenékek mai síma térszíne azt mutatja, hogy ez a három lecsapolás útján került szárazra, az Emirsak-dombsoron vágott réseken. Az utolsó folyamat a patakok által való haránt átszelés, melyet a két terras ellenére is bizvást vehetünk ó-alluvialisnak és az alluviumban folytatódónak. A legutolsó alakulat képét szemlélteti kissé példaszerűen a 46. ábra.

A főmedencének a Bajbicse-tau és az Alabuga-folyó közötti szakasza más képű. Itt már hiányzik az Aktal-tau kulisszája. A sokkal magasabb Bajbicse-tau előhegység nélkül néz közvetlenül a főmedencére. Maga a Bajbicse-tau éppen olyan karbonmészkögerince, mint az Aktal-tau és említett öt társa és éppenúgy kulisszaszerűen áll az Aktal-tau mögött, mint amazok sorban egymás mögött. A Nárini-középhegységnek főtömege teljesen ismeretlennek mondható. Nemcsak földtani, hanem földrajzi nézőpontból is. Minden, amit erről a (Szuukkapcsagájtól az Arpa-szurdokig mérve) kereken 100 km hosszú és 50 km széles hegytömegről tudunk, kevés mondatban foglalható össze. Szinte csak körzetét tudjuk meghatározni. A térképen elfoglalt alakja meglepően hasonlít déli társához, az Üjürmen-tau alakjához. Az északi oldalon az Aktal-tau és a Bajbicse-tau kettős tagozatú gerincei, a déli oldalon a DNy—ÉK csapású Kojkagar-tau és mellette a Ny—K csapású Gyamandavan-tau lapályos medencék meredek oldalaiként jelennek meg mindvégig. E meredek szegélyzetek mögött erősen feldarabolt széles hátság lehet, mert magasan kiemelkedő csúcsok nincsenek benne, és a kirgizek szerint széles hegytetők vannak benne. A hegység belsejét is Orto-szírtnek nevezik.

A Bajbicse-tau egészen 3000 m-ig temetődött be saját kavicsövezetébe. A főmedence tehát itt igen magasan, még pedig kavics-



pusztával kezdődik. Annak a nagy kavicspusztának, mely a Bajbicse-tau lábától az Alabuga medréig terjeng, *Bürlü* a neve. A Bajbicse-tau lábvonala felett olyan cirkusz-alakú völgyek vannak 3000—3200 m-es csorgókkal, melyekről fel lehet tenni a jégvájás okozta eredetet. Az sem lehetetlen, hogy az Akkija-állapotban bizonyosan egész terjedelmében eljegesedett Orto-szírtról tömérdek kavics került az alatta levő, aránylagosan igen mély főmedencébe. Tény az, hogy lábvonalaról az Alabugameder vonaláig (2200 m a Kaska-szunál és 1500 m a torkolatnál) egyetlen és egységes lejtő terjeng. A lejtő határa keleten a Mukácsi-völgy, nyugaton pedig a lejtő elkeskenyül és a Kaska-szuig kiékelődik. Legnagyobb szélessége 37 km. A lejtő derekán az Emirsak-dombsor, bár alig észrevehetően, végighúzódik. A Nárin-folyó mentén is feltűnik a vetődésben a dombsor, de ez a két gát annyira be van temetve a diluviális kavicsmezőbe, hogy az egész Bürlü nagyjában kiegyenlítettnek vehető. Ebbe a szétterült lejtőbe a diluvium második felében és azóta egymással egyközű, vagy kissé legyezőszerűen szétágazó széles, ucca alakú, síma fenekű, meredek alámosott falak által szegélyezett völgyek vésődtek. A völgyek fenekén hol van csergedező patak, hol nincs. Többnyire nemcsak patak hiányzik, hanem a sivatag tökéletes bennük. E völgyek igen mélyek. A főmedence miocén tavi üledékeit is feltárják.

Az Alabuga-folyó egyetlen nagy vetődésbe helyezkedett mély árkával. A vetődést véges végig bizonyítja két oldali alámosott domboldalainak egymástól mindig eltérő szerkezete.

A Monagildi-torkolata közelében van a Sapolak nevű hegy. Ez olyan, mint a többi, csak az Alabuga alámosása következtében szembetűnőbb. E hegyen a nárin-rétegek az Alabuga-vetődésben 45 fokos dűlésű szinklinálisban vannak, de láthatók, hogy DNv irányban a megfelelő antiklinális a dombtető vízszintes rétegeibe megy át. ENy felé a szinklinális vetődés vágja el, s emögött vannak a vízszintes rétegek. A nárin-rétegek minden ilyen szerkezeti zavara ellenére is észre lehet venni, hogy általában még most is alkalmazkodnak a főmedence alakjához, mert végül mégis csak a főmedence mai közepe felé lejtősödnek. A nárin-rétegekben vezető rétegeket találni a későbbi kutatásban sem lesz könnyű, mert az ézerszer ismétlődő, többnyire csak néhány arasznyi vastagságú márga, agyagosmárga, sósagyag, agyagos homok és meszes homokkő rétegek nagyon egyformák.

Az a porfíros biotitgránit hegytömeg, melyet a Kaldama-, Makmal- és Ojkajin-tetőkön 23 km-nyi terjedelemben láttam, a Fergana-hegylánc alaphegységéhez tartozik. Áthasítja a Fergana-



hegylánc ÉK oldalát kísérő vetődés is, ezt a vetődést követi a Kildi-folyó, de érték É—D vetődések is, még pedig legalább három ilyen irányú fővetődést lehet megállapítani. Az egyikben a Kaldama karbonmész-kő-röge került a nárin-rétegekkel, itt folyóvízi kavicsal borított gránit-rög mellé. A másikba a Kildi-folyó alsó szakasza került. A harmadik pedig lehasította a nagy gránittörményt keleten, s így a Nagy-Nárin főmedencéjének nyugati pereme lett. 2960 m az Ojkajin-tető. Nyugati oldalán széles árkok vannak a gránittörmény hátán. A tetőn szélfúvásos gránittörmelék. Mindjárt a tető legmagasabb része mögött van a fővetődés. Ezt széles törmelékkúp borítja be, mely beleágyazza magát a medence nárin-rétegeibe. A főmedence szegélyzete itt pliocén kavics és homok. De széles löszöshomok hátságok is vannak a szegélyzeten. Mély völgyek dombokká tépték szét ezeket a pliocén hordalék-lejtőket, de aránytalanul visszariasztóbb itt is a medence belseje, ahol a pliocén alól a felszínre jut a miocén medence-töltelék. Ezt a szél és az eső járhatatlan szurdokvilággá tépdeste szét.

*Alaiku.* Az Alaiku és Karakuldsa folyók egyesülése által lett a Kara-darja. Attól a helytől (Tokotáj falutól), ahol e két folyó egyesül, mintegy 30 km-re keletre az Alaiku kilép egy jelentős törésvonalon át a Tiensánból a Fergana-medencébe. Ettől a törésvonaltól keletre a Koktán-hegységig, pontosabban az utóbbi hegység leírásában említett Isigart-törésvonalig közepes magasságú röghegység terjeng. Nyugat-keleti irányban e hegység terjedelme 70 km. Legmagasabb ormának egy mészkőrög látszik, a Baba-hegy. Ez az orosz térkép szerint 4260 m. *Alaiku* voltaképen a hegység keleti részében, közvetlenül a Koktán-hegység említett törésvonala alatt levő tágas medencének a neve. A Magas Tiensán c. munkámban ismertetett Koktan-tau nyugati nyúlványainak *Üzgenbas* a neve. A nyúlvány északi oldalán van a Kogart-völgy, nyugati oldalába a Tüzasu vájt egy széles cirkuszt a pleisztocénben, déli oldalán pedig az Ücstas-folyóba igyekvő Attej-Karatas és Temirgen völgyek erednek. Ez az *Üzgenbas*-fensík az alaphegység É—D redőzetének röge. Kőzete főképen csillámos kvarchomokkő, melyet a rétegsorban az eddigi kutatások alapján a devon és karbon határára szoktunk tenni.

Az *Üzgenbas*-rögöt az említett három oldalon egymással derékszögben jelentős vetődések határolják. E vetődések alatt mind a három oldalon angara-rétegek összetöredezett táblái vannak. Az Ücstas oldalán nagy magasságban (3300—3700 m) az angara-táblák sokkal nyugodtabban, csaknem vízszintesen fekszenek. Ez elég bizonyíték arra, hogy idegenül fekszenek az alaphegység



Üzgenbas rögén és körül. Az üctasi angara-rétegek zöldes színű homokkő tábláin azonkívül a hanhai vöröskonglomerátuma olyan fedőréteg, mely szabályosan fekszik rajtuk. Az angara-rétegek vastagsága itt igen nagy, legalább ezer m.

A Kogart-völgy vörös hanhai-rétegei mély öböllel nyúlnak be ebbe a völgybe az Aigir-bulakig. Négy északról jövő völgy, keletről nyugatra sorjában a Kaska, Depke, a nagy és a kis Balgandi az angara-rétegek függőlegesre állított homokos szenes agyagpaláit hasítják haránt irányban keresztül, mielőtt az Alaiku-medence hanhai-rétegeit elérik. Csak a Keltesura nevű völgy keleti oldalán van az az É—D vetődés, tehát a Koktan-tau alaphegységének leszakadásától számítva a harmadik törésvonal, ahol a hanhai-rétegek az Alaiku-medencét teljes szélességében elfoglalják. Nemcsak az angara-táblák tűnnek el itt a mélyben, hanem megváltozik a medence képe is. A hanhai-rétegek szélessége 18 km. Eredetileg a mai 3400 m-es magassági görbéig vöröshomokkő töltötte ki a medencét. A medence legmélyebb pontja ma 2100 m körül van. A medencét kitöltő vöröshomokkő vastagsága tehát jóval túl van az ezer m-en.

Az Ojtal-medencéből az Alaiku-folyó a nagy szurdokba, a *Kapcsagáj*-ba folyik. A tágasság után szűk szurdok következik. Ennek a szurdoknak felső szakasza 17 km és ÉÉNy irányú, mereven egyenes vonalat rajzolt a tájba. Hegyszerkezeti előidézettsége tehát kétségtelen. Alsó szakasza is csaknem pontosan ilyen hosszú, ha csak az alaphegység redőzetébe vésett ágyát mérjük, a kréta-tenger partvonaláig. Ez az alsószakasz a felsőre feltűnően pontosan mérőleges. De nyilván mérőlegesek egymásra a vidék összes főbb szerkezeti vonalai is, úgyhogy az arculatban határozott négyzetes szabályosság jut kifejezésre. A felsőszakasz a Fergana-hegylánc csapásában van, az alsó szakasz pedig az Üjürmen-tau csapásában. A Kurpe-tauról szóló fejezetben említettem, hogy az Üjürmen-tau nagy hosszanti törésvonalainak folytatását az északi Szujok és Csongtör völgyekben kétségtelenül megállapíthattam. Ha a Balgandi-hegylánc északi oldalán is ilyen hosszanti vetődést tételezünk fel, ami sem Musketov ábrázolásával, sem a Terek-völgy mereven egyenes hosszú vonalával ellentétben nincs, e törésvonalon a Pura-röghöz és az Ojtal-katlanhoz jutunk. Amilyen kevés szerepű az alaphegység redőzete a Tiensán mai arculatában, annyira uralkodnak rajta a különböző korú törésvonalak rendszerei. Az Alaiku-Kapcsagájban, ami nemcsak a szurdokok, hanem egész hegyvidékük neve is (még a politikai felosztásban is szerepel a *Kapcsagáj-volosz!*), a négyzetes hegygerinc és



völgyrendszer érvényesült az Akbogusz, Tongse, Tujuk, Toktos és az Alaiku említett alsó szakaszának egymással egyközű vonalaiban.

Ahogy én láttam, a hegyszerkezet itt sokkal bonyolultabb, mint általában a Tiensán belsejében. Az alaphegység redőzetét itt olyan átalakulás érte, hogy a redőzet csapásvonalait alig lehet vezérvonalakkal kirajzolni. Mintha két gyűrődési tengely keresztelné itt egymást. De a két gyűrődésnek természete egymástól eltérőnek látszik. Legvalószínűbb az, hogy az uralkodó és alapvető gyűrődés Ny—K tengelyű volt, az Alai-hegrendszer felé való visszahajlásban. A másik gyűrődési tengely az előbbire nagyjában merőleges, illetve mereven É—D tengelyű. Ez a tengely azonban bizonyosan fiatalabb korban keletkezett, mert kihatott a mezozói rétegekre is, sőt éppen ezekben mutatkozik legélesebben. Alakjuknál fogva azonban nem az igazi gyűrődések alapidomához tartoznak, hanem igen kifejlett, a valóságos redőzet alakját felvett áldredők, nagy egyoldalú lebukó flexúrák kísérői.

A paleozói alaphegység az Alaiku-Kapcsagáj hegységben is főképen fekete agyagpala, a devonnak ez a tiensáni főközetéből van. A felette levő karbon-rétegekben a következő sorozatot láttam: 1. Fekete meszes kvarchomokkő, 2. Fekete, fehér mészpáterei által feltűnő kissé homokos mészkő, 3. Vastagpados szürke mészkő, 4. Vöröses arkózás homokkő. *Musketov* D. szerint ez mind az alsó-karbonhoz tartozik, a devon és karbon között hézag nincs, valamint a karbonban sincs. A nagy hézag csak a karbont követi az általános szárazulattá átalakulással. Fel kell hívnom a figyelmet arra, hogy az Alaiku-Kapcsagáj hegységben lényeges különbség van a babatasi mészkő és a nála idősebb kőzetek szerkezetében. Úgy a csapást illetőleg, mint az összepréseltséget. Igen nagy középzásiai területnek bejárása után valószínűnek kell tartanom, hogy az Alaiku vidéke még osztozott a vele keleten szomszédos vidékek sorában, tehát a devon-karbon rétegsorozatban orogén megszakítás van. Minthogy a rétegek korát meghatározni nem tudtam, és csak kőzettani hasonlóságok alapján ítéltettem, ennek az orogén megszakításnak földtörténeti időpontjáról természetesen nem nyilatkozhatom.

A felsorolt rétegek ebben a hegységben általában déli irányban dültek, a devon-rétegek kivételével, melyek annyira préseltek, hogy futólagos szemlélettel nem, csak a megfigyelések ezreivel lehet redőzetük szerkezetét kirajzolni. A fiatalabb paleozói rétegek általában síma táblák, melyek a Tar-Alaiku völgyszakasz északi oldalán 60—80 fokos meredekségben is láthatók, de a folyó



mentén többnyire csak 20—30 fokos déli dűlésben vannak. Nem gyüretlenek itt, mint a Babatas hegyben, hanem aránylag enyhe hajlatokat mutatnak. A Tar-Karatas törésvonal jelenléte kétségtelen, bár nem okozott nagy függőleges elvetődést, éppenúgy, mint a vele derékszögű, felső szurdokbeli törésvonal sem. A két oldal kőzetei mindkét szakaszon ugyanazok, csak szerkezeti ellentét van közöttük.

Az *Alaiku* folyó olyan hegységet szel át, melynek négy szembe-tűnő lépcsője van. Az első lépcső maga a Szárbie-tömszöké, a második egy 4 km széles mészkő-lépcső, a harmadik 3 km széles diabázos lépcső, végül a legalsó 6 km hanhai-rétegekkel borított mészkő. Ezek a lépcsők mind a Fergana-medence besüllyedésével kapcsolatos szegélyzeti levetődések. A lépcsőkön kézzelfogható bizonyítékokat látni arra, hogy a fiatalabb paleozói rétegek az idősebbektől szerkezetben elváltak gyüretlenek. Ez a ferganai vetődésekkel szemben való viselkedésükből is kitűnik. A ferganai vetődések kétségkívül fiatalok a paleozói rétegekhez képest. De a vetődések a késői palozói rétegeket ép táblákként, gyüretlen állapotban érték. Csak így lett lehetséges, hogy a harmadik diabázos-lépcsőben, a sötét mészpáteres mészkő táblái messze látható É—D csapású függőleges helyzetbe kerültek egy nagy lehajlásban. Bezzeg a devonpalák, a ferganai letörésekben is, alig vesztették el régi gyürt szerkezetüket. Lerogyott rögeiken mérni is alig érdemes.

Mindent összevetve úgy tűnt fel nekem, hogy itt a devon-rétegek Ny—K csapású redőzetén általában déli irányba, izoklinálisan települtek, illetve ilyen helyzetbe kerültek karbon-rétegek, s ezután jöttek a ferganai vetődések, melyek mindkettőt nyugati irányba, lépcsőkre szeletelve lebillentették. Ez a folyamat tarka részleteket alakított ki. Kis eltolódások, tépések, préselések keletkeztek, amik a heves süllyedések kísérői szoktak lenni. Minden jel arra mutat tehát, hogy az *Alaiku*-Kapcsagáj hegységben igen előkelő szerkezeti határvonalon vagyunk, a Tiensán és Fergana határán, a kettő közötti főtörésvonalon. Nyugati irányba ható nyomások eredményeire bőven találunk, ezek azonban nyilván a nyugati oldalnak igen mély besüllyedésével, az erre az oldalra való rátolódással kapcsolatosak.

Amennyire kétségtelen az, hogy az *Alaiku*-Kapcsagáj kockaszerű rögét Ny—K és É—D irányú törésvonalak hasogatták szét, valamint az is, hogy az első az alaphegység redőzetének csapásában vannak és nyilván ennek hatásából születtek meg, az utóbbiak ellenben a Fergana-medence peremtörései, annyira ismeretlen még e kétféle törések időpontja, illetve ütemeik. Mert fel kell tenni, hogy



nem egyugyanazon orogén folyamat következményei, ha a hanhai-rétegek helyzetéből és szerkezetéből kiolvasható is az, hogy mai alakjukban harmadkoriak. Középázsia lánchegységei általában hosszú hasábrögök, paleozói redőzetekből kihalászva és azok csapásában, de semmiesetre sem gyűrthegegyeségek *Suess* feltevései értelmében képzelve azokat. Itt a Fergana-medence szélén a rögök alakja azért kockaszerű, mert a haránttörések erőteljesebben mutatkoznak, nagyobb az orogén szerepük, mint akár távolabb a nagy süllyedésektől, akár azokon a vidékeken, ahol a hosszúrögök (lánchegységek) egykőzűek a medencék peremével. A Fergana-süllyedék irányában a hosszú hasábrögökből kockák hasadtak le a végeken. Az Alaiku-Kapcsagáj nyugati szélén a Bujga-völgy nagy törésvonala a határvonal. Ennek hossza lehet 100 km. is. A Gyázi-völgyben, az Alaiku-folyótól északra 38 km távolságban pontosan a Bujga csapásában találtam a ferganai főtörésvonalat, innen délre pedig 25 km-en jártam rajta. Ez a vetődés bizonyosan krétakorú, talán pontosabban turon-inak is meghatározható. De a repedések megindulása nem jelenti azok befejezését is.

*Fergana-hegylánc.* A Fergana-medencét a Nárin-medencétől elválasztó, s ezért Fergana-hegylánc nevet nyert hegység helyzete és vízrajzi sajátága által a Tiensán minden más hasonló méretű hegységénél nagyobb mértékben vonta magára a figyelmet. Helyzete a két medence között különös önállósággal ruházta fel, mert csak két végén símul más hegységekhez. Délnyugati oldalának középső és terjedelemben fele része közvetlenül határos a Fergana-medence kréta-harmadkori táblák alacsonyabb, 2500 m-nél általában nem magasabb hátságaival. Ezen az oldalon négyezer m fölé emelkedett és szinte az egész évben havas ormainak sorozata igen feltűnő. Északkeleten az ÉNy—DK tengelyű hegységnek három Ny—K tengelyű hegylánc ütődik ugyan, de közöttük tágas medencék vannak, melyek szélességükkel e hegyláncok szélességét felülmúlják. A Fergana-hegylánc tehát erről az oldalról is kivételesen szabad és feltűnő. Még inkább hangsúlyozta a Fergana-hegylánc önállóságát az a vízrajzi tulajdonsága, hogy a Nárin nagy áttörésétől a Koktan-tau Dsériüj fensíkjáig, tehát valami 180 km hosszúságban csaknem mértani egyenest mutató vízválasztó vonal van gerincein. Érthető, hogy a hegység behatóbb földtani megismerése előtt benne nagy, egységes hegyszerkezeti redőt láttak. Ezért meglepetés volt számomra, hogy 1906-ban a Kogart-szelvényen az egész paleozói redőzetet a vízválasztó fővonalra haránt helyzetben találtam, majd a Gyázi-Alabuga szelvényen 1909-ben ugyanígy. *Musketov* j. a következő években a paleozói redőzetet



megszerkeszteni óhajtván, ugyanilyen eredményre jutott. Nevezetesen arra, hogy a mai hegyláncoknak a paleozói redőzethez kevés közük van, sőt a mezozói-harmadkori nyergekhez is kevés, illetve utóbbiak csak a délkeleti szárnyon vannak a Fergana-hegylánc csapásában.

A Fergana-hegylánc és a Gyamandavan-hegység egyugyanazon tönkfelületből vannak kihalászva. Akármilyen az eredeti szerkezetük, az feltétlenül egészen elmosódott és belesimult közös tönkfelszínbe. Az alaphegység paleozói-redőzetének az arcúlatra és domborzatra közvetlen hatása itt nem lehetett, csak olyan törésvonalak közvetítése által, melyekre az alaphegység redőzetének kihatása volt. Az egyes rögök tetőtérshatára, egyenletes magassága azt egymagában is elárulja. Kétségtelen tehát, hogy úgy a Fergana-hegylánc, mint a hozzá kelet felől támaszkodó hegygerincek végeredményben kizárólag az összetöredezés által keletkezett olyan hosszú, keskeny, hasáb alakú rögök, mint amilyenek szinte mindenütt vannak a Tiensánban, s ennek a hegyrendszernek legjellemzőbb alkatrészei. Ezek a hegygerincek sem *Suess* alataidáival, sem azoknál fiatalabb redőkkel közvetlen kapcsolatban nincsenek, hanem egyszerű hosszúrögök, s mai szerkezetüket és alakjukat igen későn, kétségkívül a nagy hanhai lerakódások befejeztével, tehát a neogénben nyerték.

Az Alabuga-folyó a Fergana-hegylánc alól 63 km hosszú egyenes vonalon folyik ÉK irányban az Aksirják-gerinc keleti végének Mingyilke-hegyéig. Az Aksirják-gerinc itt lépcsősen, darabosan leszakadozott. Darabjaiból gát állott az Alabuga-folyó elé, melyeket a folyónak nagy kanyarulatban sikerült csak keresztül törnie. Ez is nyilván tekintélyes, elsőrendű törésvonal. Nemcsak az ősi tönkfelszín hegységeit érte. Nemcsak a Sárbel hegyet hasította le keleti végén. A Nagy-Nárin medence töltelékjére is kihatott, hiszen az Alabuga-folyót is magához tudta kötni és létre hozta a Nagy-Nárin medence egyik feltűnő diszharmoniaját. Azt, hogy az Alabuga-folyó említett vonalától nyugatra minden völgy és a medence nyugati szárnyának egész lejtőssége egyenesen keleti irányú, ferdén az Alabugára, míg e vonaltól keletre minden völgy a Bürlü óriási, csaknem 50 km sugarú törmelék-kúpján annak szabályos lejtőfolyóinak kimosó munkája által keletkezett. A Bürlü töltelékje egy olyan süllyedéket töltött meg, melyhez képest a nyugati szárny, a Makmal, magasabb emelet. A Sárbel keleti végét lehasító vetődés azonos az Alabuga nagy vetődésével és ez a vetődés a neogén rétegeket ketté tépte.

A Gyamandavan-hegység nyugati vége ugyanebből a karbon-



mészkből van, mint a Sárbel-hegy. Rétegeinek dülése is hasonló, tehát a hegygerincének csapása valami 45 fokon eltérő. A Gyamandavan-hegygerincet kihalító nagy Ny—K vetődések tehát függetlenek voltak a karbonmészkbő-rétegek felépítésétől. Ezt különben a Tiensánban mindenütt így találtam.

A Sárbel-hegy és a Gyamandavan-gerinc nyugati vége alatt nagy törésvonal van. Ez a törésvonal éppen olyan hosszú, mint a Fergana-hegylánc. Benne a Fergana-hegylánc keletkezésének okát és alakjának előidézőjét látom. Ahogy a Fergana-hegylánc délnyugati oldalának törésvonalaiból és általában az eddig ismert földtani adatokból következik, a Fergana-gerincet és vízválasztó vonalát ez a náriini oldali törésvonal tette feltűnő egyenessé. Olyan a térszín a Fergana-főgerincet kísérő törésvonalon, hogy 100 km hosszú egyenes vonalán akadálytalanul végiglovagolhatunk. Szinte végig folyók, patakok vannak benne.

A Tüzbél tájékán bármelyik völgyön menet át lehet kelni a Fergana-hegyláncon. Ez a már említett tönkfelszín domborzati jellegének következménye. A Fergana-hegylánc ezen a szakaszán egyáltalán nem tűnik ki környezetéből. Voltaképen nincs is itt főgerinc, csak fővízválasztó van, mely a tüzbeli törésvonal árka miatt keletkezett. Ebben az árokban erős kimosás van, mély erózióbázissal, s ez egyensúlyban van a ferganai oldalával. A fővízválasztó tehát egyenes marad.

A Csitti-rög nyugati oldalán 3270 m-en fekszik a törésvonalon az angara-homokkő tábla, s innen 13 km szélességben, egészen a völgy 2540 m-es pontjáig más kőzetet nem láttam a felszínen. De a Csitti-hágóról a Gyamandavan-hegység felé tekintve is feltűnik, hogy a főtömeget alkotó karbonmészkbőnek 50 fokos dülésű rétegeinek lenyírt tetején néhány száz m vastagságban fekszenek eltérő irányban dőlt, legfeljebb 20 fokos lejtésű, szemmel láthatólag vékonyabb rétegezésű üledékek. Nem alaptalan az a feltevés, hogy ezek angara-palák vagy homokkövek, s talán a Csitti-hágó alatt nyugaton levő homokkőpalákkal egyeredetűek. Ebből az következik, hogy a karbonmészkbő rétegeket már az angara-rétegeket megelőző letarolás előtt elmozdulások érték. A letarolás után telepedtek a mészkbő rétegefejre az angara-rétegek. A nagy egyetemleges emelkedés után kisebb mértékű elmozdulások érték újra az egész hegységet. A környezetben történt nagy neogén süllyedések kihatottak a magasan maradt hosszú rögökre is, ami egyébként az egész vidék, sőt az egész hegyrendszer földtani térképéről, különböző anyagú rögök egymás mellett való elhelyezkedéséből is kiolvasható.



A Csitti patakja valamivel 2600 m alatt ér az angara-rétegekkel borított, aránylag feltűnően csekély magasságú rög szélére és magasabb, sziklás hegyek közé vájt szűk völgybe kerül. Mindjárt a szűkület elején 2540 m-en a Csitti a Karasura-folyóba ömlik. Idáig a vetődések egyközűek a Fergana-hegylánc vízválasztójával, itt azonban határozottan ÉÉNy csapásban függőlegesen álló és alsókarbon korúnak vehető vékonyleveles, kékessziürkére málló mészkőpala és vastagabb palás mészkő van. Ezzel egy újabb alaphegységi maradványra jutottunk. A mészkő keskeny öv. Lejebb préselt agyagos sötét meszes palák következnek. A Karasura-folyó 14 km hosszú, egyenes, NyÉNy irányú völgyben folyik, s ezen a szakaszon mindvégig ezeket a palákat hasítja. A palák csapása ÉÉNy irányból mindinkább ÉK irányba megy át a völgyben lefelé menet. Ez tehát tökéletesen megfelel *Musketov* összefoglaló rajzának. Besterek nevű kislak táján (1630 m) a folyó kilép a palák rögéből. Újra angara homokkővel borított rögre kerül. Talán 5 km széles ez a rög. A rétegek ÉNy felé dűlnek 10 fokon, egészen a Karasura és Gyázi egyesülése tájáig (1400 m). Itt kezdődik a harmadik alaphegységi rög, helyesebben lépcső. Ez is 5 km széles, metamorf paláit (2—203 sz.) nehéz megkülönböztetni az előbbiektől, de nyugat felé meredeken dűlő rétegeik ismét 340 fokos csapásban vannak. A harmadik lépcsőt határolja a Fergana-medence főtörése, melyet a Bujga törésvonallal hoztam kapcsolatba. Itt kezdődnek a medence vastag vörös hanhai rétegei, együtt a hegység pereme is itt van.

A *Kogart*-szelvényen az alaphegység redőzetéből való rög sokkal szélesebb. A Fergana-hegyláncot kísérő belső főtörés és a Fergana-medence kréta-harmadkori rétegeinek szegélyét jelentő vetődés távolsága a Kaldama-hágótól a Kültambesz (Küldimbesz) völgyig mérve 29 km. És ezzel az alaphegység még nem teljes. A Kaldama-hágó (2310 m) nemcsak a főtörésvonalán, de egyúttal az aksirjáki hatalmas porfiros biotitgránit tömeg nyugati határán van. Itt a legszélesebb a Fergana-hegylánc és a legalacsonyabb (3200 m).

Jellemző a Fergana-hegylánc szerkezetére, hogy a *Kogart*-hágó tájékán is az alaphegység redőzete Ny—Ek csapásban van. A redőzetnek tetején itt is angara-rétegek vízszintes táblái mutatkoznak. Az alaphegység redőzetét pedig a Kaldama-vonalon vetődés lehasítja, s itt megjelenik a gránit. A Kaldamától a Makmálíg, tehát 26 km hosszúságban nem láttam más alaphegységi kőzetet, mint porfiros biotitgránitot. A Kaldama és a Küldü-völgy ároksüllyedékhez hasonló. Azok a kétszáz m vastagságot is elérő



kavicsok, melyek a Kaldama-hágó körüli dombokban vannak, s melyekbe a keleti Kogart és Küldü mély árkokat véstek, pliocén korúak. A Bicsán-medencéhez csatlakozva az árokban nagy kavics-tömegek halmozódtak fel. A Kogart-szelvényen ezek a kavics-tömegek töltik meg a Fergana-hegylánc és az Aksirják gránit-tömege közötti hézagot. *Machatschek* megfigyelése az általam bejárt két szakasz közötti hézagon megerősíti azt a feltevésemet, hogy a vetődésben levő hosszú völgy már a tönkfelszín feldarabolódása alatt keletkezett, neogén kavicsain kívül diluviális moréna is feltöltötte, de benne az elmozdulások annyira fiatalok, hogy még a morénák sem mentesültek a vetődésektől.

*A Tarim-medence délnyugati szegélye a Kiziljarttól Jarkandig.* A Kásgár és Jarkand mögötti magashegységben gyűjtött megfigyeléseim között olyan adatok is vannak, melyek szoros kapcsolatot mutatnak a Tarim-medence fejlődéstörténetével. Az első az, hogy a magashegység és régi kőzeteinek felszíni határvonala a Tüskentas-köl és a Jarkandarja közötti, kerekén 250 km hosszú szakaszon nagyjában *egyenes*. Akármiféle is a magashegység szerkezete, a magashegység itt le van hasítva. Ebből világosan következik, hogy a Tarim-medencének nem jelentéktelen részén a déli magashegység leszakadt részei vannak eltemetve. A második az, hogy ez a vetődési főirány vezérvonala olyan törésvonalrendszernek, mely széles sávban foglalja magába az alaphegység redőzetéhez alkalmazkodó hosszanti és haránt töréseket. A törésvonalak rendszere a magashegység belsejében és a Tarim-medence szélén hasonló alkatú, csupán az a lényeges különbség, hogy a magashegység belsejében a törésvonalak között levő szerkezeti rögök hasonló magasságban vannak, míg a Tarim-medence szélén, az előbb említett vezérvonalon sorakozva, 250 km hosszúságban a rögök a mélybe süllyedtek. És ez egyúttal a harmadik adat is. A rögöknek a Tarim-medence irányában való *lépcsős* lesüllyedése. A déli magashegység a vezérvonalat látszólagosan meghazudtolva, nem alkot egyetlen, egységes szegélyt. A medence pereme csupa hegyfok, kiékelte rög. De a vezérvonal azért mégis feltűnően érvényesül. A vezérvonal mentén itt-ott még kiállanak a Tarim-medence töltelékjéből is egyes szirtek, lesüllyedt rögök sziget-szerű koronái, de távolabb a vezérvonaltól nincs egyetlen egy se. A Tarim-medencének ez az oldala tehát különbözik az északitól.

De van negyedik adatunk is. Nevezetesen az, hogy a magashegységben, még pedig ott, ahol igen magas hegységek igen közel vannak a vezérvonalhoz, a Tarim-medence irányában *rátolódások* is történtek. Ötödik adatunk a Tarim-medence besüllyedésének



korára vonatkozik. A hanhai-vöröshomokkövek délen is *ellepték* a mai magashegységek egész területét. A Pittik-tau ötezer m-es sziklahavasai tanuságot tesznek erről. Ez az utóbbi két adat ellentmond az eddigi, más utazóktól származó megfigyeléseknek. A Tarim-medence északi és déli oldala között nincs különbség rátolódások, oldalnyomás okozta áttolódásokban, valamint abban sem, hogy a hanhai-rétegek a magashegységet elborították. Ezzel szemben viszont tény, hogy a déli magashegységekben én sem találtam karbonnál fiatalabb tengeri réteget. Ami annál fiatalabb, az csupa szárazföldi, mállásból, folyóvízből és tóban keletkezett képződmény. A kréta-eocén elöntés nem érte. Tudjuk, hogy a Tarim-medence a kréta-eocén tenger elöntő tevékenysége idején még nem született meg, hiszen ez a tenger átnyúlt nyugatról keletre. A Tarim-medence tehát kétségtelenül ifjabb harmadkori medence.

Az előbb említett vezérvonal északnyugati vége a Csimgenszu torkolatánál van. A Kajin-hegység és az Atgyeillő nagy vulkáni tömegének északi sarkán. Ettől a helytől nyugatra hirtelen irányt változtatnak a törések. Idáig ér a Tarim-medence síksága is. Ez a nagy sivatag nyugati határa. A sivatag a dombokon és hegyeken tovább terjed ugyan nyugatra, de a völgyekben már általában patakok csörgedeznek bokrok és fák sávján. Ami az Akcsi törésvonaltól nyugatra van, az nem is igazi része a Tarim-medencének, hanem a Tiensán és a Pamir közé ékelt árok, mely nem a Tarim-medence süllyedéséhez tartozik, hanem önálló szerkezetű összerakódása a tiensáni nyugat-keleti és erre haránt keletkezett törések hosszabb-rövidebb gerinceinek. Az Akcsi-törésvonal mögött mégis a Tarim-medence szegélyzetét kell látnunk. Földrajzi értelemben a szegélyövhöz tartozik. Felszíne ugyanolyan, mint ennek az övnek más szakaszáé. Csak éppen a hegyrajzi vonalak merőlegese a Tarim-medence partjára. Egyközűek a tiensáni szegélyzettel. A tiensáni orogén megszakítás nélkül megy el a Tarim-medence nyugati sarka mellett az Alai-hegyrendszer északi lábvonala irányban. Nem kanyarodik a Tarim-medence köré. De az északnyugati szegélyzettől mégis elválasztja valami. Ez a szakasz bepréslődött a Bolor-tag és a Kоктан-tau közé. A bepréslés következményeként itt nincsenek dél felé kihajló ívek, hanem egymás mellé zárt egyenes gerincek és hegy-sorok zord falai vannak keskeny völgyek között. Hiányzanak a sivatag kavicslapályába süllyedt gerincek iveibe ölelt medencék is.

A *Karateke-hegység*. A Magas-Tiensánnak a Koksál-folyó



árka, valamint a Tarim-medence lapálya közötti előhegysége a 78. földr. hosszúságtól keletre Karateke-hegység néven ismeretes. Ennek a hegységnek felépítésével behatóbban *Gröber* foglalkozott. Ő a Kelpin-oázisból a Koksál-völgybe vezető Düngüretme és Kepening hágók irányában rajzolt két teljes szelvényt. Én a Koksál-völgynek az Üzüngegus-torkolat feletti szakaszán gyűjtöttem megfigyeléseket, s ezekkel kiegészítettem a korábbi Merzbacher-expedíció adatait, továbbá a hegységen keresztül felvettem két szelvényt, melyek *Gröber* szelvényeihez nyugati irányban 15 és 60 km távolságban csatlakoznak. *Hedin*-nek a Kuldsabasi-hágón bejárt útvonala lényeges földtani eredményt nem hozott volt; úgy-hogy amit a Karateke-hegységről tudunk, az mind, akár földtani, akár egyéb kérdésre való vonatkozásban, *Keidel*, *Gröber* és az én közléseimből származik.

Az én keleti szelvényem az Üzüngegus torkolatától egyenesen déli irányban a Karga-dseilöig, s innen délkeleti irányban Kelpinig terjed. A nyugati szelvény a Koksálnak Karabol nevű völgyétől mindvégig délkeleti irányban Kelpinig. Az előbbi 85, az utóbbi 105 km hosszú vonalat jelent, a megtett út kanyarulataitól és oldalágaitól eltekintve.

A Karateke-hegység egész terjedelmében a Tiensán mélyen lesüllyedt röge. Nevezetes, hogy az egész hegység a Tiensán karbon-mészkö burkolatából való, lényegében gyűretlen, oldalnyomást aránylag csak igen kis mértékben szenvedett tábla. Ez az oldalnyomás is csak helyinek, magára a hegységre korlátozottnak nevezhető és kétségtelenül a Tarim-medence lesüllyedéséből származott. A hegység két fővidéke közül az északi megszakítás nélküli magashegység, a déli ellenben széles lapályokkal fedett lépcsők sorozata kimagasodó szirtvonulatokkal.

A magashegység tömör maradt a Koksál és a Tumsuk-khak törésvonalainak közén. Minthogy a Koksál-törésvonal még egészen tiensáni, vagyis merev és egyenes a Tiensán Ny—K csapásában, a tumsuk-khaki törésvonal ellenben nagyszerű szabályossággal kirajzolt ív, a magashegység két oldala arculatban is különbözik egymástól. A magashegység olyan félkörterület, mely keleten és nyugaton elkeskenyül. Előtte délen az alacsonyvidék széles karéja van, azon túl a Tarim-folyó széles lapálya és a Mazar-tagnak a sivatagból kimeredő röge.

Az északi oldal productusos és schwagerinás táblák területe. Utóbbi kőzetből van nemcsak a Muzduk-hágó, hanem a Szeki-hágó hegye is. Ebbe a táblába véste teknőjét a diluviális jégár. A legmagasabb hegy itt a Szeki-hágó (3470 m) közelében a 4000



m-t is eléri. A Szeki-hágó alatt délen nagy vetődés van, s ennek hatása alatt gerinc-szerű hegy keletkezett. Ettől kezdve déli irányban megkezdődnek ezek a sajátos, keskeny, hosszú mészkőfalak. Mindegyik mögött egy lépcsővel mélyebben van a kaviccsal feltöltött lapály. A mészkőfalakat sziklakapuk szakítják meg. Míg az északi oldalon lefelé menet idősebb rétegekre jutunk annak bizonyosságául, hogy a Szeki-hágótól a Koksálig egyetlen tábla foglalt helyet, addig a déli oldalon az északi oldal kőzetei a mélyben eltűntek, s a hegyek építőanyaga a legfelső karbon üledékeiből való. A Karga-dseilő hegyeiben alul a schwagerinás mészkövet, ezen vékony agyagos és vastag padokban gumós mészkövet, még feljebb sok száz m vastagságban világosszürke, csaknem fehérlő valvulinás és lingulinás mészkövet láttam. A Középtiensánnak ez a jellemző kőzete itt tehát 2600—3200 m-es szintbe lesüllyedve építette fel nagyszerű sziklahegyeit. A Szeki-hágó alatt délről jelentékeny vetődésen a mélybe süllyedt a schwagerinás-mészkő, s utóbbinak helyét a magassági övben a gumós-, főleg pedig a lingulinás-mészkő foglalta el. De az, hogy a hegyek magassága és a csúcsokat magába foglaló képzelt felszín szemmel láthatóan egyenletes, egy nagy általános észak felé lejtő felszín, annak tulajdonítható, hogy a Karateke magashegysége is egy ősi tönkfelszínt hordott magán valamikor, még pedig a mai hegyszerkezet fővonalaival kialakulása után. Ebbe a tönkfelszínbe mosódott el az előbb leírt vetődés. A Kargadseilő alatt délről egy második vetődésen véget ér a magashegység. Ezen a második vetődésen nagy lehajlás (flexura) van, a lingulinás-mészkő 60 fokos dülést kapott. A váltakozó tengeri és szárazföldi lerakódások azonosszögű településében is alig van zavar.

A nyugati szelvényen a Kurgaktör-Szárdasagacs szakasz a Karga-ív nyugati részét hasítja, 14 km távolságban a Karga-dseilőtől. Itt a szerkezet teljesen egyezik vele. A lingulinás-mészkő ugyanúgy lehajlott, csak fedőrétege itt olyan homokos mészkő, melyben sűrűn vannak vasokszidos kvarchomokkő levelek. A lingulinás-mészkő alatt pedig a fekete gumós mészkő alig különíthető el a schwagerinás-mészkőtől.

Innen nyugatra a Tarasa-bel keleti oldalán láttam egy kisebb É—D vetődést, melyet jellemzően itt is a rétegek megtörése helyett azok erős lehajlása tesz feltűnővé. Ezért jelentékeny magasságban (2700—3400 m) ugyan, de azonkívül csaknem vízszintesen fekszenek vasokszidos, zöldesszürke homokos mészkőtáblák, nagy kiterjedésben, ugyancsak elpusztult tönkfelszín alatt.

A Kizil-kapcsagáj szelvényen a dolomit és meszes dolomit



30—40 fokot is elérő észak felé dült táblái uralkodnak. Széles lekopott hátság a felszín, s feltűnő, hogy itt nyugaton a kis táblákra való széttöredezés már hiányzik. Szélesen, nyugodt vonalakkal terjengenek a lapos hegyek.

A Karateke-hegység a karbon-tenger üledékeinek egységes gyűretlen táblája. Egységét megőrizve repedezett össze és ezáltal keletkezett darabjai csak olyan mértékben változtatták helyzetüket függőleges irányban, hogy a prekarbon alaphegység felszínre éppen úgy nem kerülhetett, amint a karbonnál fiatalabb rétegek sem borították el a karbon különböző emeleteiből egymás mellé került darabokat. Ennek az összetöredezésnek korát ezért nehéz ugyan megállapítani, de bizonyosnak látszik, hogy a már összetöredezett darabok felett keletkezett az a tönkfelszín, melyből a mai hegység domborzata kivésódott. Tehát a töréses szerkezet kialakulása tetemes időtartammal megelőzte a Tarim-medence besüllyedését, valamint a nagy egyetemleges emelkedést is. Meg kell említeni ehhez azt is, hogy a Karateke-hegységben hanhai-rétegeket nem találtam. A vasoksziidos zöldesszürke, homokos, kvarchomokkővel váltakozó mészkő a Tarasa-bel tájékán teljesen a felsőkarbon rétegekhez csatlakozik.

A Koksál nagy ároksüllyedéke és a Karga-Szárdsgacs ív között, vagyis a magashegység emeletén sem nagy, sem meghatározható irányú rendszerbe tartozó törésvonalakat nem találtam. Nyilván ezzel hozható összefüggésbe az, hogy itt a vízválasztóként szereplő Muzduk-gerinc vonalán kívül jellemző hegyrajzi szabályosság nem található. A völgyek is szabálytalanul szétágazók, többnyire szétterebélyesedők. Annál feltűnőbb az a rendszeresség és szabályosság, mely a Karateke-hegység déli előterén van. A Karateke-hegység déli szegélygerincének horhosai között a bércek úgy állanak sorban, mint a katonák. Három szurdokot láttam, melyek fenéig hasították szét a gerincet. 1909 szeptember végén egy csepp víz sem volt bennük. Ez a gerinc az élet és a sivatag határvonala. A szurdokok 2200—2400 m-en lépnek a sivatag szélére. Kelpin-oázis Szubasi nevű forrása a Karga szurdokától 30 km-re van 1540 m magasságban. Itt lép ki a Karateke széles kavicsmezőjéből a hegység déli oldalának folyóvize. 1370 m-en csatornába szedik a vizet és szétosztják Kelpin kertjeinek. Ez a nagy oázis már a Tarim-medence fenekén van. A ház, melyben laktam, 1250 m-en, de az oázis nagyobb része feltelepedett a lejtőre, melyen a csatornák dél felé szétágaznak, 1330 m magasságig.

Kargától Kelpinig a csaknem 50 km széles lapály, felső és alsó peremének pontosan 1000 m szintkülönbségével, a Karateke-



hegység kavicslejtője. Vadi-árkai szanaszét ágaznak annak tanujaként, hogy koronkint még ma is végig szaladnak vizek ezen a kitetlen sivatagon. A Karga-Szárdsgaacs gerincével nemcsak egyközűen, hanem egymástól is majdhogy egyenlő távolságban igen keskeny, alacsony, de meredélyes sziklagerincek állanak ki a kavics-sivatagból.

Az egyes gerincek mentén törésvonalakat okvetlenül feltételeznünk kell, bár ilyeneket egyenesen megfigyelni alig lehet. Hiszen az egész vidéket betemeti a kavics, az öt gerinc mélybe süllyedt és csaknem egészen betemetett hegyek koronái lehetnek. Valami van a tájban, ami a dalmát partokra emlékeztet. A tenger helyét itt a sivatag foglalja el. Az ívek olyan feltűnőek, szabályosak és egyközűek a köztük levő széles lapály-sávokkal együtt és olyan szabályosan süllyednek lépcsőről-lépcsőre a Tarim-medence irányában, hogy a töréses szerkezetet és a szabályos rétegsort éppenúgy kénytelen vagyok elfogadni, mint azt *Keidel* és *Gröber* tették. Egészen rendkívüli vastagság következik ki így a karbonrétegek számára. De még valamire felhívhatom a figyelmet, annélkül, hogy a Gröber-féle áttolódásokkal foglalkoznék, erre vonatkozó adatok alig ötlöttek ugyanis szemembe. Egy szelvénybe rajzolva összes adataimat, ha figyelmen kívül hagyjuk a töréseket, szemünk elé tárul egy széles, lapos szinklinális. Északon is, délen is az alsókarbon-rétegek dülnek a közép felé, melyet a felsőkarbon-rétegek töltenek meg. Meggyőződésem, hogy ez a szinklinális valóban kialakult. Ez a szinklinális tört apró részekre, s ebből lettek az északi oldálnak szabálytalanul félrebillent táblái, valamint a déli oldálnak a Tarim-medence északi oldalán messze követhető ívei, azok az ívek, melyek kicsiben a keletázsiai sziget-sorok képére emlékeztetnek.

*A Bolor-tag hegyláncai és a mögöttük levő pamirok.* A Gezdarja és a Kizil-jart közötti hegyek legkeletibb része a Tüb-hegység. Az Atojnok és a Tüb völgyek derékszögű helyzetűek egymáshoz. Az Atojnok a Gez-szurdokkal egyközű. Átlagban 23 km-nyire van utóbbtól északra. A Tüb ellenben a Kokszel-jégár völgyével egyközű, sőt tengelye egyenes folytatása annak. Ezekben a vonalakban az egész Bolor-tagban jellemző *sakktábla-rendszer* jut kifejezésre, ami kétségtelenül az összetöredezés négyszöges jellegének következménye. Ezt a Gez-szurdok is megmutatja öt egymás után következő könyökével, megtörésével.

A *Tüb-hegység* legkimagaslóbb része egy igen magas, teljesen csonthóval borított gerinc. A gerinc csapása Ny—K. Erősen tagolt, meredek sziklafalak közé ékelt rései vannak ugyan, de azért csú-



csai hasonló magasságúak, rései kevésbé mélyek. Csupán egy hatalmas gúlát láttam rajta, a hatezres Nagy-Csekir-hegyet. A hegygerinc a Nagy-Csekir-hegy gúlájával egyetemben félreismerhetetlenül a karbonmészkö csaknem vízszintesen fekvő vastag padjából van kivésve. Ez a jeges gerinc szinte külön testként fekszik az alaphegység palaredőzetén. Az alaphegység redőzetén a gerinctől északra és nyilván délre is olyan térszín van, mely elpusztult fensíknak vagy tönkfelszínnek tekinthető. Északon a gerinc alatt szteatit-fillit, dolomitos szericitfillit és szpilozit, a déli oldalon a Csocsil-völgytől a déli Gyagozig végig ugyanilyen kőzetekből való palaredőzet van feltárva nemcsak a hegység egész 23 km-nyi szélességében, hanem ez a palaredőzet szerkezetének és csapásának lényeges változása nélkül tovább követhető az Atojnok-völgytől északra is a Tarim-medence kavicsövéig. Meredeken felgyúrt kloritpalák sziklás hegyei vannak a Tarim-medence déli szegélyén is.

A palaredőzet szerkezete a következő. A Tarim-medence szélén a palák dél felé dűlnek, az Atojnok-völgy vonalán összetört antiklinális rajzolható ki, melynek déli széle a Kr-dseilő nevű völgy táján van, azután egy másik antiklinális szerkeszthető mérési adataimból, melyet a Gez-szurdok törései hasítanak le. Itt is kétségtelen, hogy ez az alapredőzet tökéletesen a múlté. Földrajzi kihatása leglényegesebb vonásokban a törésrendszer alkatában érvényesült, mert valóban a törésvonalak, még a harmadkoriak is, elég észrevehetően alkalmazkodtak a redőzet szerkezetéhez.

Az alaphegységen ülő mészkőgerinc vagy lekopási maradvány, vagy vetődés által felnyomott rög. Mint leírásom más fejezeteiben látható, az ilyen magas mészkőfalak és csúcsok Középázsia palaredőzeteinek lenyírt, lekopott tetején egyáltalán nem ritkaságok, hanem egyenesen jellemzők Dsungáriától a Pamirig.

Feltűnően egyenletes magasságúak az alaphegység redőzetén kialakult hegygerincek is. Az alaphegység redőzetének lenyírt tetején a Tüb és a Gez vízválasztó gerincén a 4080 m-es Gyagoz és a hasonló magasságú Arpa-hágókon az a törésvonal, mely a Tüb-hegység jeges gerincét lehasította, tovább követhető észak felé is. A Gyagoz gerincének keleti oldalán a palahegység redőzete hirtelen lépcsővel a mélybe süllyedt. A lesüllyedt rög tetején csaknem gyüretlen, észak felé dülő mészkőtábla van. Ez a mészkő kissé homokos, calcit-eres feketeszürke vastagpados. A kőzettani azonosság valószínűvé teszi, hogy a korumdui alsókarbon mészkővel azonos. Láttam itt a Csocsil-patak kavicsaiban olyan világosabb szürke, sárgára málló mészkövet, mely megegyezik az Aigart-konglomerátum szemekinek kőzetével. Minthogy a Gyagoz-hágó ge-



rincén déli irányban, szóval a nagy jeges gerinc keleti vége táján nagy sziklák vannak világosszürke, méteres lépcsőkre mállott mészkőből, fel lehet tenni, hogy ez a, talán már közép-karbon korú mészkő a 2—60 számú csocsili mészkő fedője. Az kétségtelen, hogy a karbonmészkő táblák nemcsak egyszerűen és nyugodtan, elöntésszerűen fekszenek az alaphegységen, hanem több helyen elcsúsztak és eltolódtak. Innen van, hogy szabályos rétegsorozatot nehéz találni.

A Csocsil-völgyben 2900 m-en jutottam ismét arra a dolomit-szericit-fillitre, mely a Gyagoz-hágó gerincén van. 1300—1400 m szintkülönbséget jelent a csocsilvölgyi rögön az alaphegység besüllyedése. A Csocsil-patak alsószakasza, mielőtt kavicskúpját 2500 m-en kiteríti a Gez-darja völgyébe, amfibol-gabbro tömzsöt hasít keresztül. Itt a hegység végleg megszűnik. Ahol a gabbro-tömzsök van, ott a Bolor-tag É—D utolsó keleti törésvonalát metszi a Dszen és Kaindavan-hegyek vidékének jelleget adó Dny—Ék irányú legészakibb törésvonala. A két törésvonal között már hant-hai-vöröshomokkő és harmadkorvégi szürkekavicsok dombjai vannak, szóval a Tarim-medencének a süllyedés által hegyesen beékelt öble.

A Tüb-hegység jeges főgerincét délen szegélyező alaphegységi antiklinális tovább terjed keleti irányban, mint az előbbi északi, a gabbro-tömzsökkel végleg levágott antiklinális. Csupán nagy hasadékot kapott a déli antiklinális. A Gez-darja vadul hömpölygő vize ezen a hasadékon szalad ki a Tarim-medencébe. Ennek az antiklinálisnak maradványa a Korgontas kettős gerince. De a déli antiklinális is csak 7 km-rel hosszabb az északínál. A Korgontas keleti törésvonalán ez is leszakadt a mélybe.

A Tüb-hegység és a Tarbasi-pamir között nagy területet borít el a jég. Itt ismereteinkben nagy területi hézag van. A Tüb-hegység főgerince nyugat felé a Tarbasi-pamir és a Kutimbész-pamirt elválasztó völgyszűkületig, helyesebben ennek irányába terjedt. Itt hasítja le a Tarbasi-pamirtól a Kiakbasi-pamirig terjedt nagy, egyenes törésvonalrendszer, a tőle északra lévő valamennyi hegységgerinccel egyetemben. A Tüb-hegységnek ez a nyugati vége jól rétegezett és erősen gyűrt kőzetekből épült fel. E rétegek csapása csaknem pontosan Ny—K. Feltehető, hogy a kristályospala alaphegység redőzete ez. Megerősíti feltevésünket az is, hogy a Tarbasi-pamirt nyugaton szegélyező hegyek az előbbieket csapásával megegyező helyzetű sillimanitos csillámpalából, továbbá fillitek-ből valók.

A Tarbasi és Kiakbasi közötti, mintegy 100 km hosszúságú



területet ábrázoló szelvényt olyan útvonalon vettem fel (az előbb említett főtörésvonalon), mely részsutosan vágja át a hegrendszer alaphegységi redőzetének csapását. A megfigyelési adatok mind a nyugati oldalra, tehát a Pamirra vonatkoznak, mert a Bolor-tagnak derékig jéggel borított havasai csak annyit nyújtottak, amennyit elég jelentékeny távolságból látni lehetett, tehát rétegeket és tömeges kőzeteket, a rétegek szerkezetét, a kőzetek színét és mállási jellegeit. Délkeletről, a Kungurtübe lábától kiindulva, a Csakragil-tó környéki hegyekben a már említett csillámpala-redőzetet találjuk a darává mállott gránit-dombok mögött. Csapásra haránt mérve ez a redőzet 18 km szélességű a felszínen. További ismeretek hiányában egyelőre feltételezzük, hogy ez a Tüb-hegység folytatása. Azután következik egy epidotos biotit-gránit tömeg a Kürz-völgy környékén, majd egy szintén igen széles, de csapásában erős hajlatokat, 80 fokról egészen 150 fokig történt eltéréseket mutató csillámpala övezet következik. Itt gyűjtött kőzeteim muscovit-biotitos csillámpalák s az jellemzi őket, hogy sűrűn szelik át testüket biotitgránit és gránitpegmatit telérek. Ezután következik a Kiakbasi-pamir a maga lenyírt fillit-szinklinálisával. Erős pre-seltségük ellenére is a redők megtartották 80 fokos csapásukat. Csupa szericit-fillit van itt, legalább 10 km szélességben. Tovább menvén szilimanitos gnejszet, majd ismét jelentékeny biotitgránit-tömeget találtam. Ebbe a gránitba már a Karaart véste be medrét. Itt a pamirok szélére értem, olyan szurdokba, mint a Gez-darjáé.

A Tarbasi-pamirtól az Ojürma-bel (4070 m) hátságáig, sőt azon túl a Markan-szurdok északi kapujának (3600 m) vonaláig, tehát kizárólag a kristályos alaphegység foglal helyet. Ferdeszögben hasítja át egy főtörésvonal ennek a redőzetnek egy széles, gránit által áttördelt csillámpala-antiklinálisát és egy keskenyebb fillit-szinklinálisát. Schol sem láttam az alaphegység redőzetét ekkora területen ilyen tömörnek. Amennyire a Rangkul-pamir hegyeit láthattam, azok mindvégig ennek az alaphegységnek 4200—4500 m magasságú, tönkfelszínre lekopott hátából vannak kifaragva. Ezzel szemben hatalmas jeges hegyláncként meredezik a magasba a törésvonal keleti oldalán a Bolor-tag. Kissé nagyobb távolságból valóban egyetlen hegyláncként tűnik ez fel. Csak itt, a törésvonalat és a Bolor-tag lábát végigjárván, lehet megállapítani azt, hogy nem az egységes hegylánc, hanem az egységes törésvonal okozza a feltűnő tájrajzi jelenséget. A látszólagos hegylánc ugyanis megtört vonalú, helyesebben több rövid, egymás mögé kulisszák módján elhelyezkedett hegygerincből áll. Helyenkint völgyek ékelődnek beléje és hegyfokok állnak előre. Különösen élesen mutat-



kozik a Bolor-tag kulissza-rendszere a Kiakbasi-pamiron. A Bolor-tag öt kulissza-gerince szorosan egymáshoz tapadt és közbülső völgyeiket is teljesen jégárak töltötték meg. A vastag jég és csonthó rejti el szemeink előtt a valóságos hegyrajzot. Ha a Bolor-tag kiszabadulna jégtakarója alól, a kulisszák rendszere kétségkívül egészen élesen jutna kifejezésre.

A Tüb-hegység északi szomszédja, tehát délről a harmadik kulissza az *Atojnok-hegység*. Térképfelvételem szerint ez 53 km hosszú. A Tüb-völgytől az Ulugart-völgyig terjed. Ennek alaphegységét a Kutimbész-pamiron a Tarbasi-Kiakbasi törésvonal vetődése tárta fel. Biotitgránitot és erősen gyűrűt csillámpalákat láttam ott, a csillámpalákban vastag pegmatit telérekkel. Amennyire az Ulugart-hegy nyugati lába felől megítélni lehet, az Atojnok-hegységnek ez a szakasza főképen gránittömeg.

Az Atojnok-hegység középső szakasza a Börköz-től a Keleti Atojnok jégár völgyéig terjed. Ez 20 km. hosszú, fenséges szépségű jéghegység. Északi oldalát csaknem hézag nélkül áttekinthettem és szerkezetét is behatóbban tanulmányoztam. Ezen az oldalon az Ulugart-hegy keleti szomszédságában, az északi Börköz és az északi Arcsa (itt Bosztan-arcsa) völgyek között olyan hegy van, melynek keleti oldala legalább 1000 m. magas sziklafal. Azt kell hinnem, hogy ez a fal egészen az angara-rétegcsoporthoz sorozott csillámos kvarchomokkőből van. A sziklafal koronája feltűnően egymagasságú vonal. A kvarchomokkő ezen a sziklafalon teljesen vízszintes rétegpadokban fekszik. A sziklafal talpa 3300 m. magasságú lehet. Az Atojnok-hágóról látni lehet, hogy e rétegek enyhén észak felé dülnek, illetve északon kissé lefelé hajlanak.

Az Arcsalajrik északi oldala angara-homokkő, de a déli oldala karbon-mészkő, még pedig olyan táblában, mely erősebben dül. Hasonlóan az Üszen-hegységnek a Kokszei-jégár és a Kaindavan-hegy közötti részéhez, itt is a csaknem gyűrűtlen kvarchomokkő táblája van berogyva az alaphegység redőzetébe. A homokkő-tábla szélessége északi irányban 6—7 km. lehet. A már alacsony előhegységben muszkovit-biotit-csillámpalát találtam, majd tovább északon egy keskeny gabbropala-falat, ettől tovább északra kloritpalát. A kloritpalában 10—20 m. vastagságú selymesfényű mészköpala rétegek vannak, s a Szingarkas-kavicsivatagban, a Bosztanarcsa folyó szélesre kiterített törmelékűjéből még 6 km.-nyire a Bolor-tag szélétől is kiáll utóbbi mészköpalának egy sziklája, jelezvén, hogy a Tarim-medence szegélyzetén lépcsősen szakadozott le az alaphegység palaredőzete. Az alaphegységnek ezen az északi lépcsőjén a palák erősen gyűrűtek, s az



itt uralkodó északi dűlés kétségkívül a Tarim-medence felé történt ledülésnek következménye.

Igen feltűnő, hogy a Bolor-tagnak itteni legészakibb előhegységeiben is a palaredőzet tetején elég széles kiterjedésben mészkőtáblák fekszenek. Az Arcsalajrik torkolatánál akadtam egy mészkőre, mely gyűretlen vastag padjaival hasonló képű az előbbiekhöz, s talán ugyanabból a rétegsoportból való. Ezt a mészkövet jól ismerem a Tiensán déli hegyláncaiból. Igen feltűnő fehérszürke, márványosan tömör, kalciteres, helyenkint kissé homokos és általában sárgásfehérre málló kőzet ez. Az Arcsalajrik torkolatánál ennek a mészkőnek észak felé dülő táblájából kihasított rög van, azután dél felé vetődés következik. A vetődésen egymás mellé kerültek e mészkőrög és egy hatalmas szpilozit és szericitfillit-rög.

Ezen a szelvényen tehát kétségtelenül egy északi, előhegység jellegű, alacsonyabb övezet van az alaphegység redőzetéből, 10 km. szélességben. Az egyesült Bosztanarca és Ulugart-folyó széles kapuban lép ki ennek az övezetnek különböző irányba dült rögeiből. A széles kapu neve Dsolszu-mojnok. A Bolor-tag szerkezetének megfelelő kép. Ny—K törésvonalat keresztez egy É—D törésvonal, s mindkét törésvonalon nagy völgyek. A két törésvonal alkotta négy mező közül az északkeleti lesüllyedt a mélybe, a Tarim-medence részévé lett. Az északnyugati mező magasan maradt és most hegyfokként mered a Tarim-medencébe. Keleti fele nem látszik magasnak, de nyugati felén olyan hegyóriás a Kajin-kol hegye, mely messze ellát a Tarim-medencébe. Nyugati lába mentén 15 km-nyi útvonalon csak diabázt láttam. A délnyugati negyed az angara-kvarchomokkő táblája, a délkeleti pedig egy szericitfillit és szpilozit redőzetből kivált rög. Legnagyobb völgyéről, az Atojnokba torkolló Ajre-ről nevezhetjük el az utóbbi hegységet.

A most említett északnyugati negyed Kajin-hegysége a Bolor-tag legészakibb kulisszájának keleti szakasza. Az Ajre-hegység pedig az Ulugart-tau keleti szakasza. De az Ajre-hegységet az Ulugart-tautól a hegyszerkezetben elválasztja a Börközvidéki angara-tábla. Az Ajre-hegységben, annak 26 km. távolságban követett déli lába mentén, nem láttam mást, csak az alaphegység palaredőzetét. De azt is megállapíthattam, mint azt a Tüb-hegység leírásánál már említettem, hogy a palahegység redőzetének tengelye itt is Ny—K, a rétegei mind észak felé dűlnek, és nyilván egy olyan antiklinálisban vannak, melyet csaknem tetővonalán ért a törés. Az Ajre-hegységet csak az Atojnok-völgyi



nagy hosszanti törés választja el az Atojnok-tautól. Különben utóbbival egyugyanazon alaphegység része.

A kristályos-palák alapredőzete a szericitfillittel bezárólag a devon elé teendő. Azután lekopás és devon előntés következett be. Ezt követte a második gyűrődés, melynek kora legfeljebb a karbon eleje. Egészen kétségtelen a karbon előntés, melynek megindulása feltétlenül alsókarbon-kori. A dolomit, mészkőpala és tömör világos mészkő bizonyítja, hogy az előntés nem volt rövid életű. Igazi gyűrődés ezután már többé nem volt, ha a Csarling és Kaindavan hegyei közötti területen alaposan meghajoltak is a karbon-rétegek. Ezek csak helyi jelentőségűek. A felső karbon-rétegek szinte egész Középázsiaiban aránylag nyugodt fedőrétegek. A nagy epirogén kiemelkedés a karbonban már megkezdődik. Ekkor keletkezett az itt sajátságos töréses szerkezet. De a Bolor-tag helyén ekkor (talán a perm-triász időtartamban) túlnyomóan mészkő-hegység volt, még pedig nem jelentéktelen magasságú, mint azt más helyen, az Aigart-konglomerátum ismertetésekor kifejtettem. A kiemelkedés első időszakában az úgynevezett tibeti előntés egészben vagy részben, benyomuló öblök alakjában elborította a területet, de ugyanakkor óriási mészkő-konglomerátum tömegek is lerakódtak magas hegyek északi lábainál. Azt, hogy az aigarti mészkő-konglomerátum hatalmas vastagságú tömege milyen viszonyban van a tibeti előntés sokféle színű homokos rétegeivel, más helyen kíséreltem kideríteni. Ki kell emelnem azt, hogy a Bolor-tag első életében, mikor mindvégig mészkőhegyek uralkodtak és rajtuk kívül tibeti-angara homokkővek töltötték meg a mélyebb részeket, hacsak a hegyek kavicstömege nem szorította ki ezeket, erős összetöredezésnek is kellett a hegységben végbemenni. Ezt abból következtetem, hogy lépten-nyomon zavarokat láttam a rétegcsoportok sorozatában. A Bolor-tag földtani térképe csupa mászínű folt. Egymás mellett olyan rögök vannak, melyeken az alaphegységet vagy közvetlenül tibeti-angara homokkő borítja, vagy karbonmészkő és felül még homokkő, vagy egyik sem. De az alaphegység széles négyszögei is hol az idősebb, hol a fiatalabb kőzetsorozatból valók. Mindíg egymás mellett, függetlenül a hegrendszer alakjától. A Bosztanarcsa fedőtáblája nemcsak az alaphegységet borítja, hanem úgy tűnik fel, mintha rátalódott volna az angara-kvarchomokkőre is.

Az Atojnok-hágótól keletre, vagyis az Atojnok-völgy északi oldalán levő Ajre-hegységben épenúgy, mint a déli oldalán levő



fillit észak felé dülő rétegei mögött törésvonal van. A törésvonal-főhegységben az angara-rétegek hiányzanak. A hágón sericitától délre vékonylemezes mészkőpala fekszik szpiloziton. A Nyugati-Atojnok-jégár mögötti talpig eljegesedett főgerincen a csonthó alól számos helyen kibújik a vízszintes takarókőzet. Nyilván ez is a karbonmészkő vastag tábláját árulja el, amit a morénák kőzetanyaga is megerősít.

A Kajin-hegyet a *King-tau* hosszú gerincétől a Csimgen-szu völgye teljesen elválasztja. A Csimgen-szu völgye is megerősíti azt a feltevést, hogy a Bolor-tag közepén, az Ulugart-hágó környékén az óriásgerincek némi megszakításaként alacsonyabb, nyilván hegyszerkezeti beszakadások által készített alacsonyabb hegyek, mélyebb rések vannak. Ez a völgy benyúlik az Ulugart-völgy és a Buluk-jégár völgye közé, tehát az Ulugart-tau kulisszája alá.

A háttérben, tehát az Ulugart-tau főgerincének tartott egyenletes magasságú szakaszon ismét a vízszintes kőzetpadok vannak a tetőn. Mi van alatta, azt nem tudom, illetve csak annyit, hogy a Köl-szu torkolata körül diabáz van, s innen észak felé a Targalik-völgy 2745 m-es pontjáig nem láttam mást, mint főként diabázt és az Atgyeülő-völgyben még biotitgránitot, valamint különféle aplitokat. Vulkáni kőzetek itt terjedelmes tömzsöket alkottak. Tovább délre, az Aktamon- és Demtör-völgyek tájékának hegyei semmi rétegeződést nem mutatnak. Nyilván a vulkáni tömeg tovább délen is megtalálható. A 3750 m. magas Gyanbulak-hágó arról nevezetes, hogy a mészkőtáblák itt végüket érik. A Gyanbulak-hágó a Csimgen-szu és a Kur-Csimgen völgyeket elválasztó keskeny gerincen van. A Tarim-medence peremén itt a közelben nagy vulkanikus tömeg van. Biotitgránit, albitoligoklász-aplit, kvarcdiorit-aplit, szpilit-diabáz, uralit-diabáz és hasonló kőzeteket megszakítás nélküli tömegben találtam itt, de távolabb nyugaton a Külgünek-völgyben, a Kajin-hegytől 35 km. távolságban is még mindig diabáz-hegyek vannak. A diabáz-tömeget a Targaliktól nyugatra még egy nagy völgy hasítja. Ez a Koldoszun. Sajátságos, hogy ennek a völgynek iránya is pontosan egyközü az előbb említett völgyekkel.

A *Kungur-tübe*. A Gez-szurdok 34 km. hosszú, 8 km. széles ároksüllyedék 260—80 fok csapású törésvonalak közén. Az északi oldalán 20 km. hosszú egyenes gránit-fal van, a gránitra jellemző elválásokkal, mállással. Keleti és nyugati vége is gnejszgránitból van. Gnejszgrániton zuhog a Gez-folyó nagy vízesése is a 2915



m-es híd alatt. Benn a szurdokban tett útamön ezen a szakaszon gnejszgránit, szteatitos szericitpala, szemesgnejsz, szilimanitos csillámpala, kvarcit, majd ismét a 67-es csillámpala, azután gnejszkvarcit, végül a Tarbasi-kapu körül ismét gnejszgránit következett egymás után. Ahol csapást lehetett mérni, ez mindvégig nyugat-délnyugati volt. A palás kőzetek mind függőlegesek, vagy 60—80 fokon észak felé dülők.

A Gez-szurdok felső fele tehát egyrészt az egész hegyrendszer gyűrődési főtengelyének csapásában van, s egészében az idősebb kristályoskőzetek övéén foglal helyet. Ez a kőzetcsoporthat építi fel az egész Kungur-tübét, vagy legalább is az északi oldalát.

A Kungur-tübét nemcsak északon határolja törésvonalrendszer, elválasztván szerkezetileg a Tüb-hegygerinctől. Keleten is nagy a letörés, hiszen itt, a Kokszelejégár vonalán tőle keletre angara-homokkő táblája a szomszéd. De nyugaton is olyan alacsony, inkább dombság, mint hegység van, mely csak vetődés által kerülhetett mélyebb szintbe. A nyugati szomszédnak, a Tumancsi-hegységnek építőanyaga ugyan csupa kristályospala, nagyjában ugyanaz, mint a Kungur-tübéé, de széles és legfeljebb 4500 m-ig érő hátságai a hegyrajzban igen mély lépcsőt mutatnak a 8000-es Kungur-tübe mellett.

*Az Üsszen-hegység.* Az Üsszen-darja és a Gez-darja, eltérően az innen kelet felé a Tarim-medencébe kilépő folyóktól, nem vették irányukat egyenesen a Tarim-medencének, hanem, egymással nagyjában egyközűen, észak felé folynak. Ez a tény felhívja a figyelmet arra, hogy itt a területnek különös szerkezete van. Megerősíti ezt a feltevést az is, hogy a Tarim-medencét délen szegélyező hegységek sorozata itt hegyrajzi értelemben megtörik. Hatalmas hegység, gigászi méretű jegesek óriási hegyfokként merednek ki a sivatagot környező kavicsdombok felé. Az Üsszen-darja kavicskúpjának kezdetétől, ami a Tarim-medence szélső pontját is jelenti, a 7160 m. magas Kokszelej-hegy 30, de a Gyagoez szélső ötezrese csupán 17 km. távolságban van. A Pittik-tau északi lábától elfolyó Csutek-patak is egyenesen észak felé tart. Valamennyi merőlegesen, szurdokokban szel át merőleges hegyláncokat. A Bolor-tagnak ezt a keleti sarkát, tehát a Gez-darjától keletre levő szárnyát nevezem Üsszen (Ükszen?)-hegységnek Hegyszerkezetének némely sajátos vonása külön is jogosulttá teszi azt, hogy a Bolor-tagtól elválasszuk.

A Stein-térkép szerint 8020-m-es Kungurtübe és a 7280 m-es



Kizilszel hegyek között, valamint a Kizilszeltől még tovább keletre a Korumdu jeges csúcsaiig pontosan Ny—K csapású, térképi felvételem szerint 42 km. hosszú, igen magas hegylánc van. Három irányból kíséreltem meg az előrejutást eme hegylánc felé. Mindenütt a hegyláncnak zárt jéggerince elé kerültem. Egyáltalán nem bizonyos, hogy a Kungürtübe a legmagasabb csúcs a hegyláncban. Amikor a hegyrajzban összefüggő hegyláncot eddig legmagasabbnak ismert csúcsáról Kungürtübe-hegységnek nevezem, egyúttal felhívom a figyelmet arra is, hogy a hegylánc nyugati szárnyának felépítése a keletitől merőben egymástól elütő. A két szárny közötti határvonalon, mely kétségtől elsőrendű törésvonal É—D csapással, a legalább 20 km. hosszú Kokszel-jégár völgye van. Eddig terjedt az Üsszen-hegység is, melyet a Kungürtübe-hegység előhegységének is lehet tekinteni, hegyszerkezeti nézőpontból nézve pedig hozzátapadt, önálló röghegységnek.

Az Üsszen-hegység legdélibb ismert völgysege a *Kaündü*. Ha a Kungürtübe-hegylánc vonalát főtengekylként vesszük, akkor ez a Kaündü-völgy hosszanti helyzetű, a Kungürtübe-hegylánc keleti szárnyának északi lábát kíséri. A Kaündü két km-rel az Otrake torkolata felett ömlik a Csimgen-darjába.

A Kaündü és az Otrake egyugyanabban a hegyszerkezeti teknőben folyik egymással szembe, s vizük a Csimgen-darjáéval egyesülve tűnik el a Türgene-tar nevű mészkőszurdokban. Ez a szurdok a Kaindavan-hegyet vágja ketté. A Csimgen-darja a Khat-kir nevű szurdokból lép be a Kaündü-Otrake teknőjébe. A teknő szerkezetének legfőbb vonása az, hogy ároksüllyedék a Kaindavan-hegy és a Khat-kir alsókarbon mészkő-falai között. Az Otrake-völgyben a devon korúnak tartott szericitpala és zöldesfényű, kissé metamorf mészkő erősen préselt redőzete van feltárva. Erre szögeltéréssel települt az alsókarbon, kalciteres sötétszürke-fekete mészkő és a kissé világosabb, vastagpados crinoidás mészkő. Az ároksüllyedék ezeknek a kőzeteknek csapásában van. De a gyűrt alaphegységen összetöredezett darabokban, romszerűen különböző dűlésű, de gyűretlen táblákban, szericites palás homokkő fekszik, melyet a tibeti elöntés kőzet-csoportjába vagyok hajlandó sorolni. Szemben az alaphegység redőzetével, általában igen erős dűlésű, helyenkint függőlegesre állított, két nagy antiklinális felismerhető vonalait mutató rétegeivel, a homokkő táblái csak 10—20 fokos dűlésűek, s aránylag nyugodtan fekszenek az ároksüllyedék legmélyebb részén. Külö-



nösen feltűnő ez a szerkezet közvetlenül a Türgene-tar szurdoka előtt. Ez a szurdok beszakadt mészkőbarlangnak látszó hasadék. Jellemző a homokkőre az, hogy szenes és porfirít zárványai vannak, mint a tiensáni angara-homokkőnek.

A Kaiüdü-völgy északi oldalán levő Kaindavan-hegy keskeny mészkő és dolomit gerinc. Voltaképen hosszú rög, mely az alsó-karbon rétegekből való redőzetnek különszakadt szelete. Ez a szelet északnyugat felé dülő rétegekből való. Itt tehát egy dél-nyugati tengelyű redőzet van előttünk, mely beékelődött a Csarling-redőzetre merőlegesen. Az az antiklinális, melyből a Kaindavan-hegy kivált, a Dseinage-völgy nyugati oldalán levő hegygerinc által közvetlen kapcsolatot nyert a Kokszel-heggyel, s erről a hétezeres hegyóriásról levezető hegygerinc részének tekinthető. Legalább 10 km. távolságig lehet látni ezt az antiklinálist a Kaindavan-ról.

A Kaindavan-hágó igen nagyjelentőségű törésvonalon van. A Korgontas nevű hegyóriásnak közvetlen szomszédságában északi irányban megszűnik a magashegység és hirtelen a Tarim-medence szegélyzetének sivatagos kopárságú kavicsdombjai következnek. a Korgon torkolatától északra többé egyetlen csermely sem ömlik az Üsszen-darjába, a Korgon ellenben dúsan hömpölygő jégárpatak, ami azt bizonyítja, hogy a Korgontas nagy havasok világának egyik sarokbástyája, előtte a Tarim-medence besüllyedésének főtörésvonalával. A Korgontas keleti lába és a Kaindavan-hágó között ugyanilyen nagy kihatású vetődés történt. A két törésvonal között emelkedik az Üsszen-hegység nagy bástyája. A két törésvonal mindegyike egy-egy törésvonalrendszer szakasza. A Korgon törésvonalának folytatása van nyugat felé. Az általa okozott meglazulást használta fel a Gez-folyó és rajta hosszú folyosót véselt ki a Tarbasi-pamiron egyesülő vizek számára. A keleti törésvonal is messze terjed észak felé a Tarim-medence pereméig. Benne van a Gez-folyónak alsó szakasza, mely az előbb említett nyugati Korgon-völgy torkolatánál kezdődik.

A keleti törésvonal és a Kaindavan-hegy közötti hegyesháromszögben a Kaindavan-heggyel egyközű Dny—Ék törésvonalak uralkodnak. Ezek közén, a Kaindavan-hegytől 7 km. távolságban északra a Kaindavan-hegyhez mindenképen, tehát anyagban is, szerkezetben is hasonló hegy van. Ez is keskeny, hosszú fal, alsó-karbon mészkő táblájából kitört szelet, s haránttörések ezt is feldarabolják, valamint az Üsszen-darja ezt is szurdokvölgyben töri keresztül. Az Üsszen-darjának ez a negyedik szurdoka.



A Khanterek-medencét szürke, palás homokkő észak felé erősen dült rétegei úgy látszik teljesen kitöltötték. E rétegek nemcsak 50—60 fokos dülést is elértek, hanem ezen felül még csekélyebb meghajlásokat is szenvedtek, mintha berogytak volna a medencébe. Ezt a szürke, palás homokkővet a hanhai-rétegek legalsó szintjébe gondolom helyezhetni és felteszem, hogy alatta angara-kvarchomokkővek vannak.

A Khánterek-medencében a szürke homokkő-rétegeken vörös homokos-agyag fekszik, erre pedig szürke konglomerátum vastag padjai települtek. Olyan nagy mennyiségben borítja a vörös homokkő és agyag a Khánterek-medencét, hogy ez vörös-medencének nevezhető. Északkelet felé a dombok egészen vörösek. Nyilván erre felé, a Csutek-bel irányában már a hanhai-rétegek dombvidéke eléri a Tarim-medencét. A Kaindavan hágójáról a dombok felett tekintetem egyenesen a Tarim homoksivatagjára esett.

Délen, tehát a Kokszei-hegyóriás lába táján, ahol a Kokszei-jégár oldalmorénáján 3700 m-ig hatoltam fel, még mindig nem értem el a kétségkívül kristályos kőzetekből való alaphegységet. Mintegy 15 km. útvonalon mindvégig kissé palás kvarchomokkőn jártam, illetve érintettem. Útvonalam ugyanis közvetlen a homokkő-hegyoldal alatt, de a Kokszei-jégár oldalmorénáján vezetett. A Kokszei nyugati oldalán levő kristályoskőzetű óriás-hegységgel szemben tehát igen feltűnő ellentét ez a homokkő-hegység. A Korgontas és a Kokszei hegyóriások közén kerekén 200 km<sup>2</sup> terjedelmű homokkő-hegység foglalt helyet.

A Kokszei-jégár keleti oldalán a homokkő-hegység természetesen meredek, mert a nagy jégár ilyenné és símává súrolta. A Kokszei-hegy közelében, ott, ahol a jégár felszíne 2600—2700 m. magasságban van, a homokkő igen meredeken, csaknem függőlegesen áll. Itt törések és vetődések vannak. Az Üsszen-hegység e törések mentén besüllyedt rög. A törések előtt azonban nagy, aránylag nyugodtan fekvő tábla van, mely különösebb megtörés nélkül nemcsak a Gez-völgyig terjed, hanem eltekintve a folyó-völgy beréselődésétől, még a folyó északi oldalán is megtalálható. 15 km. hosszúságban teljesen meztelenül áll itt a Kokszei-jégár által kivésott homokkőfal. Meggyőződhettem arról, hogy mindvégig egynemű, hamuszürke, szén-szemecskés kvarchomokkő a kőzete. A tábla nem vízszintes, hanem egyetlen gyengén kiemelt hullám, ami azt a képzetet kelti, mintha a besüllyedt tábla a besüllyedés nyomásában kissé felpúposodott lenne.



A Korgontas csak hegyrajzi értelemben tagja az Üsszen-hegységnek. Olyan sasbérc ez, mely nyugati csapásával a Gezsurdok által elválasztott darabja a Tüb-hegységnek

*A Kvenlun nyugati vége.* A Nyugati-Kvenlun Tibet felől jövet aligha észrevehető hegyrajzi jelenség, legfeljebb azzal teszi magát ez a heglánc-övezet a többi tibeti hegláncnál különösebbé, hogy benne a völgyteknők folytatásában vad szurdokok vannak, melyeket rohanó vad vizek tesznek járhatatlanná. A Csercsen-darjától a Jarkend-darjáig legalább egy tucat folyó teljesen keresztül töri a hegyrendszert, rajta tehát elsőrendű vízválasztó nincs is, ami egészen szokatlan a Föld egyik legtekintélyesebb hegységrendszerében. Minden eddigi adat tehát arra vall, hogy a Hedin-hegyrendszertől északra egészen a Tarim-medence pereméig az egész északtibeti magassíksíkságot valamely orogenetikai folyamat egységesen alakította át, s annak csak északi pereme alakult át a mély Tarim-medence közelsége következtében erózió által. Eszerint a Nyugati Kvenlun nem feltűnően keskeny hegységáncolat, hanem a hegységrendszernek igen széles talapzatú szakasza, mely nyugat felé kiékelődik, elkeskenyül.

A Kvenlun nyugat felé való kiékelődését a Tarim-medence peremének és a Kvenlun délről határoló Hedin-Karakorum-Musztagata óriási hegységrendszerének egymáshoz közeledése okozza. Ennek az utóbbi hegységrendszernek északi lábát hosszú völgy-sorozat kíséri, melynek egy részét a Raszkem-darja, vagyis a Jarkend-darja felső szakasz foglalja el. Ez a Raszkem-darja, tehát egyközű az Indus felső szakaszával, mely az előbb megnevezett hegységrendszer déli peremfolyója.

A Kvenlun-nak ez a nyugati vége nemcsak elkeskenyül, hanem lényegesen alacsonyodik is, s a Raszkem-darja nagy áttörésétől nyugatra, a Musztagata-csoporttól lefutó vizek már mind szurdokokban törnek keresztül rajta. Ezek a folyók névszerint: Üsszen-darja, tőle keletre 60 km. távolságban a Kengkol, míg ettől keletre közel újabb 60 km. távolságban az említett Jarkend-darja következik. A három folyó közén levő hegységcsoport a *Kvenlun legnyugatibb tagja*, mely helyzeténél és képénél fogva általában csak a Musztagata előhegységének tűnik fel. Pittik-tau ennek a neve. Mögötte azonban megszakítás nélkül látszik kiemelkedni messze a 7000 méter fölé a Musztagata jégfala, melyet távolabb nyugaton a Bolor-tag óriáshegységei váltanak fel. Északon a Tarim-medence homoksivatagja, délen és nyugaton ezek a jéggel



borított nagy hegytömegek egyformán idegenek a Kvenlun mellett.

Az a hegységcsoport, melyet a Kvenlun nyugati végződése megjelöléssel foglalok össze, a Tarim-medence délnyugati peremének Jarkand-Jangihisszar vonalszakasza mögött emelkedik és a Musztagata-Bolor havasaiig terjed. Keleten maga a Jarkand-darja határolja.

Bogdanovics felfedezései nyomán az a nézet alakult ki, hogy a nyugati Kvenlun a karbon óta sokáig a középázsiai szárazulat (Angara-masszívum) déli peremhegysége volt, melyet a tibeti posztkarbon transzgressziók sohasem tudtak átlépni. Bogdanovics két metszetben összefoglalt útvonalain megállapította, hogy e hegységcsoport felépítésében öt csoportot alkotnak a kőzetek, ú. m. 1. Gnejsz és kristályospalák. 2. A devonkorú Kvenlun-transzgresszió mélytengeri kőzetei, egészen sötét mészkövek, agyagpalák és homokkövek. 3. Az előbbire diszkordánsan fekvő, rendszeren világosabb, sőt fehérlő felsőkarbon-mészkő. 4. A permokarbon tibeti transzgresszió csillámos kvarchomokkő stb. parti típusú kőzetei. 5. Harmadkori kőzetek.

Azon az útvonalon, melyet 1909-ben Kuserab-tól, tehát a Jarkand-darja nagy fordulójától a Tarim-medence peremének Kizil nevű falujáig tettem meg, a következő sorozatot állapítottam meg: 1. Gnejsz, granit és kvarcit. 2. Fekete agyagpala. 3. Fekete mészkő. 4. Sötét homokkő. 5. Világosszürke mészkő. 6. Sötétszürke mészkő. 7. Zöldesszürke csillámos kvarchomokkő. 8. Vörös konglomerátum.

A vörös konglomerátum a mai hegytömeghez simul, nyilván harmadkori, vagy éppen neogén. Minthogy a Jarkand-darjától nyugatra nagyobb területet és hosszabb útvonalat jártam be, mint előttem bárki, s érintettem hosszú szakaszokon Bogdanovics útvonalait is, nem volt nehéz megállapítanom, hogy e kőzetek szinte pontosan megfelelnek Bogdanovicsnak átmetszeteivel. A Jarkand-darja és Kengkol között a 4. sz. sötét homokkő alatt a Bogdanovics devon-mészköveivel azonosítandó fekete-mészkövet (3. sz.) és ezalatt fekete-agyagpalát (2. sz.) találtam. Erre települ a szorosan összetartozó, feltűnően jól rétegezett, szinte megtöretlen világosszürke (5. sz.) és sötétszürke (6. sz.) mészkő, melyeknek felsőkarbon kora kétségtelennek látszik.

A „kvenluni transzgresszió“ kőzeteit a Kizmak-hágó völgyében is a Bogdanovicstól említett sorrendben találtam meg: Alul homokkő, rajta fekete agyagpala, mészkőpala és ismét homokkő. A Gidgyek-hágó völgyében magán a Bogdanovics-féle útvonalon



jártam, s akkor meggyőződtem e rétegek azonosságáról, vagyis arról, hogy ezek a Bogdanovics-féle „devon-közetek“.

A rétegtani kép sokkal inkább eltér azonban, ha szóbanforgó hegységsoportunk nyugati peremei felé megyünk, szóval a nagy Musztagata és Bolor-tag hegyóriásai felé. Itt hatalmas pegmatit-tömegek jelennek meg, hol a devon fekete-agyagpalák alatt, hol azok fölé tolódva. A kvenluni transzgresszió kőzetei itt háttérbe szorulnak. Fölöttük zöldesszínű homokkő és breccsa jelennek meg, melyek azonban nem azonosak a tibeti transzgresszió 7. sz. zöldesszínű csillámos kvarchomokkövével, hanem a 4. számú sötét homokkővek változataiként jelennek meg. Fölöttük diszkordánsan nagyobb vastagságban és változatosságban jelennek meg a felső-karbon mészkövek és a tibeti transzgressziók kőzetei; de messzebb, nyugat felé már nem terjednek el. A Musztagata és a Bolor-tag kiemelkedtek a tibeti transzgresszióból, a nyugati Kvenlun ellenben nem, vagy legalább is nem emelkedett ki annak a Jarkand-darja körüli része,

*A Kapka-hegység felépítése.* A Kengkol, Csarling és Jarkand-darja völgyeitől északkeletre a Tarim-medence pereméig terjedő hegységet a geometriai közepén levő Kapka-hágóról nevezem Kapka-hegységnek. E hegység felépítését két átmetszet segítségével kísérem megrajzolni.

A két szelvény alapján mindenekelőtt megállapítottam, hogy a Jarkand-darja említett pontjától É—Ény felé minegy 40 kilométernyi távolságig főként gránitpegmatit-ból álló krisályoskőzetű alaphegység terül el. Nyolc más kőzetek beékelődése révén egymástól elválasztott gránittömeget találtam itt.

A Kapka-hegység déli gránittömzsei közé igen heves gyűrődésben különféle kőzetek vannak bepréselve. A Csarling folyó mielőtt a Jarkand-darjába ömlik, közel függőleges-falú keskeny sziklasikátoron halad keresztül. Ez a folyosószerű árok, melyen csak alacsony vízállás esetén lehet keresztül jutni, a kétoldalt emelkedő gránitpegmatit-tömegek közé bepréselt mészkő kimosása révén keletkezett. A folyosóvölgy tengelye  $110^\circ$  irányú. A folyosóvölgy nyugati kapuja szomszédságában ugyanilyen csapással találtam egy márványszerű hófehér kristályosmészkő-padot, mely függőlegesre volt állítva. Ugyanezt kissé eltérő csapással,  $140^\circ$ -kal, megtaláltam 12 kilométernyire Ény irányban a Csarling-völgyben.

A második gránitpegmatit-tömzs, a csarlingi szurdok keleti fala, messzebb terjed észak felé. A Kiziltó-völgy legalsó szakasza beléje van vésve. Mintegy két kilométernyire a Kiziltó torkolata felett azonban a völgy kitágul, s itt  $80^\circ$  csapásban erősen gyúrt,



sötét agyagpalákat találunk, 5 km. szélességben. Az Örtön felső kapuja ismét hatalmas gránitpegmatit-sziklákból van.

A Karaszka-szurdok ismét lazább kőzeteknek köszönheti keletkezését. Zöld metamorfpalák  $140^\circ$  csapással, függőlegesre állítva töltik ki. A kapu mögött a völgy a zöldpalákban ismét kitágul, a Kizilto folyó ágyát tíz kilométernyi szakaszon magába fogadja, úgyhogy a folyó a palák csapását kíséri. Tíz kilométer után felfelé találjuk az ötödik gránittömzsöt. Ennek kapujából jön ki a Kizilto-folyó a zöldpalás völgytágulásba, az alsó Kaiz-ba. A zöldpalák a  $140^\circ$ -os csapást nagyjában megtartva húzódnak tovább, de északkeleten itt gnejszgránit-tömzs határolja a palákat. Ez az utolsó kristályoskőzetű hegy itt észak felé. Ezután még a völgy fenekén 12 km. légvonalú távolságig követhetjük az összepréselt palákat majdnem mindig szabályosan  $100$ – $110^\circ$ -os csapással. Itt már az agyagpalák csak a völgyfenéken találhatók. Felettük diszkordánsan fiatalabb kőzettáblák helyezkednek el.

A második szelvényen, mely a Csarling-völgyben az előbbennel egyközűen halad mintegy 30 km. hosszúságban és 5–6 km. távolságban, sok tekintetben ugyanazzal a felépítéssel találkozunk. A Csarling-völgy Bag-Kaizirze szakasza mintegy 20 km. hosszúságban csillámpalák és az azok közül élesen kiváló fehér márvány övezetében van beágyazva. E rétegek csapása elég szabályosan  $110^\circ$ -os, s ilyen irányú a völgy is, eltekintve rövid  $140$ – $150^\circ$ -os harántszakaszoktól. Felfelé Bag-ig (ez a kis oázis a legtöbb átnézetes térképen megtalálható) a völgy tágasabb lesz, hasonló az előbb vázolt Örtönhöz. Bag mögött azonban ismét gránit-szurdok van. A gránit felszíni megjelenése itt is rendkívül kifejezően érezteti hatását az orográfiai képre. A völgy sötét kapuvá szűkül, és meredek szikladómok emelkednek környezetük fölé. körülövezve magasra felnyúló törmelékkúpokkal. Szerkezetileg teljesen összetöredezett és összepréselt kőzettömeg a Bagi-hegység. A gnejszgránit főtömeget minduntalan megszakítják a legszeszélyesebben összedobált zöldesszínű fillites homokospalák. A gnejszgránit, mint a palák kőzettani vizsgálatából kitűnt, itt is idősebb, mint a vele összegyűrt palák.

Bag-tól északra egymás közelében három hatalmas gnejszgránittömeget találtam, melyeket úgylátszik olyan sávok választanak el egymástól, amely sávok főként csillámos-homokos palából és fillitekből épültek fel. Mint említettem, a gnejszgránit ezekből sem hiányzik, sőt nagy darabokban nagyon is bőven található bennük. Míg a tiszta gránittömeg szép szálban álló hegyormokat épít fel, a völgyek a palák sávjaiba ágyazódtak itt is.



Az első szelvényben talált Kaiz-vidéki gránit-tömeg a Bagi-hegység keleti szomszédságában van, s kőzettanilag is megegyező. Így sikerült megállapítanom, hogy a Karaszka-mazar vidékétől a Jarkand-darja-ig négy elkülönített tömegben, s mintegy 25 km. átmérővel gránitpegmatit-hegység emelkedik, Bag és Kaiz tájékán ellenben ugyancsak négy elkülönített tömeget 10 km. átmérő mellett gnejszgránit épít fel.

A két csoportcska a *Kapka-hegység kristályos alaphegysége*. Tőlük északra ebben a hegységben kristályos kőzeteket már nem találtam. A gránitos tömegek közé mindenütt olyan, túlnyomóan palás kőzetek vannak bepréselve, melyek feltétlenül azoknál sokkal fiatalabbak, a gyűrődést megelőzően a kristályoskőzetek transzgressziós fedőrétegeit alkották. Minden adat arra vall, hogy ezek mind a Bogdanovics-féle kvenluni-transzgresszió kőzetei közé tartoznak, s mind a következőkből is kitűnik, karbonnál idősebbek.

Innen északra a prekarbon-palákból épült fel általában a Kapka-hegység talapzata, még pedig nagy kiterjedésben és meglehetősen egyhangúsággal. Az első (keleti) földtani szelvény vonalán az Arpalik-völgy legfelső szakaszán, 3100 és 3700 m. magasságok között láttam feltárva több, mint 16 km. hosszúságban, ezeket a palákat. Többnyire fényes fekete agyagpalák vannak itt, általában  $110^{\circ}$ -os csapásban, rendesen majdnem vagy egészen függőlegesre állítva a völgy legmélyebb vonalán. Helyenként egészen eltűnnek egy fiatalabb diszkordánsan rajtuk fekvő mészkő-tábla alatt. Az egyöntetű  $110^{\circ}$ -os csapás arra vall, hogy a palákat ért gyűrődésnek ez a tengelye. Azt is megállapíthattam, hogy itt egy nagy törésvonal van, melynek mentén a Kapka-hegység prekarbon alaphegysége a mélybe süllyedt. Innen van, hogy a Tarim-medence felé a közel kétezer méterrel mélyebben fekvő völgyekben sem bukkanunk többé idősebb kőzetekre. A törésvonal-rendszer majdnem É—D irányú, s az Arpalik-völgyet derékban szeli ketté.

Az első (nyugati) földtani szelvényen a prekarbon palákat a Bagi-hegységtől északra még legalább 50 km. távolságra követhetjük, mert ez a terület még belül van az arpaliki nagy törésvonalrendszeren.

A Bagi-hegységtől északra a 3785 m. magas Szugurluk-hágó felé vezet fel a Taskerem-völgy. Itt mintegy 15 km. szélességben szericites-homokospala és fekete agyagpala található olyan benyomult szerkezettel, melyet csak hosszabb beható tanulmányozással lehet kibogozni. A mindig kitűnő rétegezésű és jól feltárt palákat



a völgyfenékről a hegyoldalak felé elég jól lehet látni. Úgy tűnek fel a legkülönbözőbb csapású és dűlésű többnyire csak egy-kétszáz méter átmérőjű tömbök, melyekre az eredeti rétegek széjjel vannak esve, mint egy gigantikus breccsa. Úgy látszik, mintha a szericites-homokos pala és a rajta fekvő agyagpala összetöredezvén és változatosan lépcsősen lesüllyedvén, a gyűrődés nyomása szeszélyesen összetorlaszolta volna az így elkülönült tömböket. Emellett az egymásra merőleges rétegezéssel torlódott tömbök között törmelékes sávot alig látni. Ennek a gigantikus breccsának teteje azonban felül le van vágva, s sötétszínű mészpáteres mészkő elég nyugodtan fekvő táblái vannak rajta. Lejebb csak a többnyire száraz árkok törmelékje árulja el a tetők mészkő-tábláit, a Szugurluk-hágón azonban útnk is keresztül vezetett rajta.

Az alaphegység itt felsorolt rétegeinek korát nem ismerjük. Van azonban az alaphegységnek, a nagy összepréselődés után kialakult, denudált térszínére települt fedőrétege, melynek korát sikerült kissé közelebről meghatároznunk. Az alaphegységre, annak összepréselődése és letarolása után egy új kőzetsoport települt, mely majdnem kizárólag mészkőrétegekből áll. Az egész Kapka-hegységre jellemző az, hogy az idős kőzetekből összepréselt alaphegység csak délen (a Jarkand-darja közelében) és nyugaton (a Kengkol közelében), tehát alacsonyabb térszínen van meg. Ugyanitt a magas hegytetők sokkal kevésbé gyűrt, néhol majdnem vízszintes helyzetű mészkőtáblákból épültek fel. A tájképben az összepréselt kvenluni-transzgresszió rétegeitől mindig élesen elválnak ezek a fiatalabb mészkőrétegek, úgyhogy elhelyezkedésüket, hegyépítő szerepüket még ott is meg tudjuk rajzolni, ahol csak nagyobb távolságból látjuk azokat. Néhol hegyszerkezeti árokba rogytak bele, ennél fogva meghajoltak és összetöredeztek. De még ilyen helyeken is színük, mállási termékeik, főként azonban pompásan megtartott rétegezetségük már messziről elárulják jelenlétüket.

A mészkőtáblák jelentékeny szinti elterjedése arra vall, hogy az erősen összepréselt, de főként összetöredezett pala-alaphegység a mészkőtábla lerakódása előtt letarolódott. A mészkőtábla maga azonban csak nagy távolságból mutatja a nyugodtan fekvő lemezekből osszerakottságot. Mikor a Szugurluk-hágón órák hosszat jártam a mészkőtáblán, láttam, hogy ezt is igen bonyolult diszlokációk érték. Viszont a magas hágóról a Csarling-völgy felé tekintve úgy látjuk, hogy egy nagy, fehérre málló mészkőtábla nyugodtan rajtafekszik az alaphegység fekete tömegén. Kétségtelen, hogy a mészkő itt egy igen nagy kiterjedésű transzgressziós



tablát alkot, mely később erősen összetüredezett, de vertikális helyzetéből lényegesen nem mozdult még sem ki, azaz az alaphegységgel való viszonya lényegesen nem változott meg. A mészkő-tábla lerakódása után itt csak epirogén változások történhettek, aránylagos belső orogén nyugalom mellett.

Áttérve most már az első szelvény fiatalabb fedőrétegeinek ismertetésére, előre kell bocsátanom, hogy itt összehasonlításul rendelkezésünkre áll Bogdanovics-nak Tagarma-Kuserab-Jakkaryk szelvénye is. Utóbbi közel 17 km. szakaszon az enyémmel azonos területre vonatkozik (Kuserab és Karaszka között).

A Kizilto-folyó völgyében a Karaszka-mazar fölötti, 2300—2700 m. magasságok közötti, 13 km. hosszú völgyszakaszt Kaiz-nak nevezik. 2700 m. magasságban néhány téli szállás (ház) van a széles völgyfenéken. Itt változik meg a völgy képe azáltal, hogy a mészkőtablák válnak uralkodókká. Kaiz említett pontjától egy széles völgy kilátást enged messze a Jasil-hágó felé, de ameddig a szem tekinthet, csakis konkordáns ÉK—30 fokos dűlésű rétegeket lehet látni, a gyűrődés nyoma nélkül. Ezek a rétegek abból a fekete, vékony pados, helyenkint palás mészkőből valók, melyet a völgy elején találtam. Itt kövületet nem találtam bennük, de a kőzettani hasonlóság alapján, azt hiszem, jogom van feltenni, hogy a kainda-vani és korumdui crinoidás-mészkővel azonos, tehát alsó-karbon korúnak.

Az Arpalik-völgyből észak felé haladva egy festői mészkő-hegységet szeltem át. Az Arpalik-völgy, mint már említettem, ezen a szakaszán fekete agyagpalába van vésve, de a völgy hegyoldalait világosabb, vastag pados mészkő építi fel, mely a rendesen függőlegesre állított palákon diszkordánsan, rendesen 45 foknál kisebb dűléssel fekszik. Az Arpalik-nak Dűngürek nevű északi mellék-völgyén felmenet csakhamar a mészkőre jutottam. A Khanköl egyike a vidék karsztos víznyelőinek, melyeket a kirgizek emberi alkotásoknak, Abdul-khán ciszternáinak tartanak. A völgy tele van berogyásokkal, szakadásokkal, fiatal hegyomlásokkal. A háttér hegyei azonban világosan megmondják, hogy a völgy hatalmas szinklinálisban van.

A Dűngürek-bel-ről levezető mészkőszurdok 12 km. hosszú. Felső szakaszán száraz, de a 3040 m. magasságban kilépő víz bősége földalatti vízfolyásra vall. 2900 m. magasságban van a Szulukköl feneke, egy kis (300 m. hosszú) tómeder, fehérlő mésztörmelékkel kitöltve, mely hegyomlás következtében keletkezett.

A Kapka-hegység nagy lépcsőkkel süllyed le a Tarim-medence felé. A szélső lépcsőkben már csak a mészkő-fedőrétegek vannak



a felszínen. Az alaphegység nyilvánvalóan nagy mélységben tűnik el. A szélső lépcsőket (itt a Kapka-hegység északkeleti sarkán mintegy 2500 m. magasságig) vörös hanhai-homokkő borítja el. De a sajátságos az, hogy itt, a három szurdok (Szuluk, Kapka, Szögött) kapuja körül a mészkő nem letarolt, denudált, mondjuk peneplain-jellegű felszínnel ereszkedik a hanhai alá, hanem ellenkezőleg, szeszélyesen szagatott és össze-vissza dobált tömbjeit borítja el a vörös homokkő.

A mészkő a Szögött torkolata alatt az innen kizárólagosnak látszó vörös homokkő alól még csak egyszer, 8 kilométerrel lejjebb bukkan a felszínre. Itt az alsó szintájban előforduló homokos és meszes palák alkotnak egy 110 fokos csapású meredeken álló padot.

Ha a Kapka-hegység pala-csoportjának általános csapásirányát kutatjuk, az igen nagyméretű összetöredezettség, feldarabolódás okozta zavar mellett is a nagyjában 140 fokos csapást találjuk uralkodónak. Ilyen a csapásirány a Csarling-völgy Bag-Kajzirze szakaszán, mintegy 15 km. hosszúsági kiterjedésben. Ezzel egyezik meg a kuserabi szurdok csapása is. A Kizilto-völgy Kaiz-Karaszka szakaszán is 5 km. hosszúsági kiterjedésben, ilyen csapásban találtam a palákat. Ez az utóbbi szakasz pontosan egyközü az elsővel, s attól mintegy 5 km. szélességben egy gránitpegmatit-tömeg választja el. Ha tekintetbe vesszük, hogy ahol ez az uralkodó csapás hiányzik, s ez a talált pala-területnek mintegy felét teszi ki a Kapka-hegységben, ott más uralkodó csapás nincs, hanem csak rendszertelen össze-visszaság van, nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy a prekarbon gyűrődés alaptengelye a Kapka-hegységben Ény—Dk irányú volt.

A Kengol-völgytől északnyugatra a Kajrak-hegycsoport emelkedik, melynek négy tagja: 1. Kiszmak-tau, a Kengol és Kiszmak völgyek között, 2. Gidjek-tau, a Kiszmak, Gidjek és Karatas-völgyek között, 3. Pittik-tau, a Gidjek, Ordolon, Csutek és Otrake-völgyek között, 4. Kajrak-hegység, az Ordolon és a Tarim-medence között. Kristályos kőzetet egyikben sem találtam. A prekarbon alaphegységet mindvégig a palacsoport építi fel, melyben a fekete-agyagpala az uralkodó.

A Kiszmak-tau a Kengol, Merki és Kiszmak nevű völgyek között lévő, 45 km. hosszú hegység. Legmagasabb csúcsai 4500 m körül lehetnek. A hegység főtömege a fekete agyagpala erősen gyúrt, általában függőlegesen álló rétegeiből van felépítve. A Szujok-hegység gránitja hatalmas benyomulás ebben a palatömegben, s vele szerkezetileg egységben van. Az alaphegység teteje letaroltnak látszik. A palák függőleges rétegeinek lenyírt tetején



mész-kő-tábla fekszik. Nem lehet kételkedni abban, hogy a messze fehérlő tábla a felsőkarbon elöntés által került a gyűrt és lekopott alaphegységre. Két hegycsúcs között sok km. szélességben vörös homokkő-tábla van. Ez a tábla is gyüretlennek és megtöretlennek látszik, bár erősen 20—25 fokban dül dél felé. Megfigyelésem leglényegesebb, ide vágó vonása az, hogy a felsőkarbon elöntés tábláiból sziget-hegyek vésődtek ki. A vörös homokkő ezeket a mészkőszigeteket borította el. A nagy epirogén emelkedésben csak kisebb törések érték e vidéket. A törések következményeként dült meg kissé a vörös homokkő táblája is.

Általában a Kizsmak-tau képe a táblahegységé. Arculatának legfőbb kialakítója a mészkő és vöröshomokkő-tábla. Innen van az is, hogy nincs hegyszerkezeti tengelye. Az egész hegység törések által kiszakított rög.

A Kizsmak-hágóról elég nagy panoráma nyílik a Sivakte és Musztagata felé. De ameddig a szem ellát, a hegyszerkezet változására semmi sem vall. Nyugat felé a hegyek magasabbak, a lepusztulás ennél fogva fokozottabb. Kevesebb tehát a táblahegy. De a Szogot-völgy hátterének feltűnő asztalhegye elárulja azt, hogy az alaphegységen arrafelé is elöntéses táblák fekszenek.

A Kizsmak-tau harántszelvénye, melyet a Merki- és Kengol-völgyek között, a Kizsmak- és Karaagil-hágók metszésével rajzoltam meg, alkalmas arra, hogy ennek a hegységnek szerkezetét behatóbban megvilágítsa. Itt az alaphegység palaredőzetének két nagy röge van. A nyugati rög, melyen a Kizsmak és Karaagil hágók vannak, redőnyaláb 300 fokos csapásban. A keleti rög a Karaagil-bel és a Kengol között 220 fokos csapásúnak látszik és ezt a helyzetét nyilvánvalóan már a tönkfelület kialakulása előtt foglalta el. A felsőkarbon elöntés mészkő-táblái, majd ennek tetejébe a tibeti elöntés túlnyomóan szárazföldi képződésű (a tibeti elöntés nevet tehát itt helytelenül viselő) homokkő-táblái a már megbolygatott helyzetű alaphegység tönkfelszínére üledtek, illetve települtek. Ezután kezdődött a nagy kiemelkedés és helyi besüllyedés, összehöredezés kettős folyamata, melyek különös világossággal mutatkoznak a Kizsmak-tau szelvényében.

A Karaagil-bel elég széles fensík. Csaknem vízszintes vöröshomokkő táblája is igen széles. A Beggyurtu-völgyet egészen körülfogja. A Beggyurtu-völgy olyan vájat, mely a vöröshomokkő-táblán keletkezett, azután tovább bemélyülve, mélyen felhasította a homokkő tábla aljában lévő fekete agyagpala alaphegységet is. A vöröshomokkő-tábla messze terjed tovább északra, egészen a Pittik-tau hatalmas, várrom szerű sziklahavasáig, tehát 30—35



km-re, anélkül, hogy a besüllyedt kisebb rögöktől eltekintve, magasságából lényegesen veszítene. Ez tehát egy vezérszint. Vele szemben elszórt, igen különböző magasságú rögökben mutatkozik a felsőkarbon mészkő. Valóságos szirtek ezek, melyek kimerednek a vöröshomokkőből. Ezért feltehető, hogy a mészkőszirtek és táblák olyan rögök, melyek a széjjel repedezett vöröshomokkő-tábla felvetődött darabjai. Ezek lévén a legmagasabb hegyek, a rajtuk volt vöröshomokkő-tábla, már csak omlékonysága miatt is, azóta elpusztult. Ezzel a magyarázattal érthetővé válik az is, hogy amikor nagy magasságban, a hegytetőkön járunk, itt egyszerű és nyugalmat mutató hegyszerkezetet látunk, a mély völgyekben ellenben igen nyugtalan szerkezetet. Valóban úgy tűnik fel, hogy a harmadkor végén felemelt térszín két folyamatban pusztult. Az egyik folyamat a folyóvízi bevágódás volt, a másik pedig az összetöredezés, mely utóbbi tele hintette kisebb-nagyobb rögökkel a sülyedékeket, de a már kialakult völgyeket is. A két folyamat annyira összetartozó, hogy a vájatok, völgyek mind töréseken keletkeztek. Ezért olyan merev, tört vonalak szakaszaiból állók, derékszögű fordulatokban gazdagok.

A Kismak-tau déli szomszédságában, vagyis szemközt a Kengkol másik oldalán az eres sötétszürke, helyenkint csaknem fekete, vastagpados karbonmészkő ugyanolyan tájképi szerepet játszik, mint a Kismak-tau-ban a vöröshomokkő. A Szugurluk-bel kétszáz m.-rel alacsonyabb, mint a Karaagil-bel. De 3300 m fölötti magasságban ennek a mészkőnek hatalmas táblája fekszik a Szugurluk-bel (3785 m) tetejéig. A Szugurluk-bel teteje ugyan széles és elég lapos, s úgy tűnik fel, hogy a régi tönkfelszín nyomai még nem tűntek el róla, de körülötte magasabb, jégvájta fülke-völgyekkel ékesített sziklahavasok vannak. A völgyek azonban északon és délen is a mészkő darabos, összetöredezett táblájába vannak bevésve. Széles völgyek ezek, a mészkő szirtjei és sziklafalai által bekeretezve. A völgyek itt is az alaphegységet tárják fel, főképen annak fiatalabb rétegeit, a szürke, zöld, csillámos homokkőpalákat. Ezek a palák persze szemre erősen hasonlítanak az angara-palákhoz, melyektől általában, közettani vizsgálat nélkül nehéz megkülönböztetni. A valószínű főkülönbséget a meszség árulja el, mert az angara-palák sósavra erősen pezsegnek, a devon-palák ellenben alig, ritkán. A szugurluki mészkő-tábla nemcsak erősen összetöredezett, hanem helyenkint gyűrt is. De ez a gyűrődés csak vetődéses hajlatokkal kapcsolatos lehet, mert általában táblái épek, sőt nagy foltokban csaknem vízszintesek. Az a tény, hogy a Kengkol felé lejtő oldalon a mélyben vöröshomokkő-rögök,



a déli, Kosötök nevű völgyben pedig a vöröshomokkő fekvőjeként megismert finom szemű, pirites sötétszürke (fekete) homokkő-rögök vannak, arra mutat, hogy a mai völgyképződés összetöredezés és besüppedések által indult meg, s hogy a mészkőtábla fedőrétegeit is ezek a süllyedékek őrizték meg, egyes darabokban.

A Kizismak-tau északi szomszédságában a hegységek arculatán erőteljesen lépnek fel a Ny. K.-vonalak. A Kokszel-jégár mögött Stein két hegyóriás magasságát közölte. Az egyik a Kizilszel, ez 7280 m-es, a másik a Shivakte, 6940 m-rel. A két hegyóriás között hatalmas jégárnak kell lennie. Ezt még senki sem látta ugyan, de annyit tudunk, hogy a két hegyóriás mindegyikéről tekintélyes hegyláncok folytatódnak kelet felé. A hegyláncok 35 km hosszúak, végig jegesek, s közöttük a Csimgen-darja igen bővízű folyó, tehát nagy jégárak táplálják. Ugyanilyen hosszú és hasonlóan bővízű a Csimgen-darja déli szomszédja, a vele egyközű Karatas-folyó is. A Karatas a Shivakte-gerinc déli oldalán van. Tovább keletre vonulat és irányt tartva a Csimgen-darja folytatásában van a Kizilsiken-Gidgyek, a Karatas folytatásában pedig az előbb említett Kizismak-völgy. A két utóbbi völgy között áll a *Gidgyek-tau* ugyancsak 33 km hosszú gerince.

A *Gidgyek-tau* a Shivakte-gerinc hegyrajzi folytatása. Szerkezetileg a kettő egységben van. De mély hasíték választja két szárnyra a 70 km. hosszú gerincet. Ez a hasíték a Merki-nek imént leírt árka, illetve ennek az ároknak északi, koronkint járhatatlan sziklakapuja, szurdoka. 1909 július havában ebbe a Szuget-tar nevű szurdokba nem tudtam behatolni, mert a Csimgen-darján átkelni nem lehetett. Nagy víze miatt 70 km-nyi kerületet kellett tennem két négyezres hágó megmászásával.

A Karatas-szurdok közelében egy 3650 m. fenékmagasságú jégvájta cirkuszvölgyében tanyáztam. A völgyet Szujok-nak nevezték. Itt a fekete agyagpala redőzetébe foglalt nagy gránit-rögök jól szemlélhető feltárása van. Minthogy a fekete agyagpala devon-korát tagadni alig lehet, a gránitnak ennél is idősebbnek kell lennie. A tönkfelszín itt igen magasra van emelve, s így érthető, hogy úgy a vöröshomokkő, mint a karbonmészkő táblája már rég lepusztult róla. A lenyírt redőzetből erősen tagolt sziklahavas lett. A Burkhán-eljegesedés morénáinak nagy tömege és azoknak csaknem a Merki völgyfenékjéig való elterjedése is igen magas hegységre vall.

A Szujok-völgyi gránit-törmeléstől keletre a Kizilsiken nevű



völgyön vezet az ösvény a Gidgyek-hágóra. (4025 m). Az alaphegység fekete agyagpalái itt szinte mindvégig függőlegesre gyűrtek Ny—K csapással. Csak a völgy déli oldalán vannak kisebb palarögök. Ezeknek szabálytalan dűlése elárulja, hogy egészen fiatal beszakadásoktól keletkeztek. A Gidgyek-hágón még látható egy zöldes színű, breccsás homokkő-tábla csekély maradványa. Ez a kőzet csak a tibeti vörös homokkő-tábla alsó szintjeiből ismeretes réteg képviselője lehet. Az agyagpala függőleges rétegein csaknem vízszintesen fekszik. Távolabb a magasságban vastag vöröshomokkő lehet felette, mert a patakok onnan sok vörös homokot hordanak le. Innen származik a völgy „vörös” neve is.

A Gidgyek-völgy a hágó keleti-oldalán szétágazó mellékvölgyek széles katlanával kezdődik, de a hágóról a mellékvölgyeket elválasztó gerincek felett szabadon ellátni a Tarim-medencéig. Arra felé csak kevés hegy magasabb a hágónál, a Gidgyek-völgy pedig csaknem egyenes a Kengkol kijáratáig. Ez az egyenes völgy az alaphegység függőlegesre gyűrt paláinak csapásában van. Ennek ellenére megállapítható, hogy ez a völgy is törésvonalának köszönheti helyét és alakját. A törést itt is erős rétegzavarok árulják el. Különösen a völgy alsó szakasza gazdag összezúzott és vetődött kis rögökben, ami a tájképen változatos sziklák által jut kifejezésre.

A Gidgyek-völgyi törésvonal a *Pittik-tau* déli határa. Az aránylag alacsony, besüllyedt Gidgyek-taunak ez az északi szomszédja, annak ellenére, hogy a Tarim-medence szegélyén van, jóval magasabb. Illetve közepén van egy, a környezete fölé magasan kiemelkedett rög, melynek tetőmagassága csak kevéssel lehet az 5000 m alatt. Ezért északi oldalán tekintélyesnek mondható jégárak vannak. A *Pittik-tau* déli sarkának hegyei, azok, melyek a Kizilsiken és Szuget-tar felett vannak, erősen tagolt, elvetődött rögök szerkezetét mutatják. A Gidgyek-völgy földtani alkata kétségtelenné teszi, hogy a *Pittik-tau* alaptömege szintén a devonba sorolt fekete agyagpalából való.

A *Pittik-tau* alaphegységét az előbb említett sziklahavasról nyugat felé levezető Otrake és kelet felé levezető Ordolon nevű völgyekben tanulmányozhattam. A *Pittik-tau* sziklahavasainak nagy jégárait ez az Ordolon is elárulja, mert 1909 júliusában víztömege csaknem megakasztotta útunkat. Az Ordolon 2080 m magasságban ömlik a Kengkolba. A torkolat közelében van a Kicsik-karaul, a Tarim-medence felé pedig az alig 6 km. hosszú Igizjar



völgy. Ezen ömlik ki a Kengol a Tarim-medencébe, 1600 m magasságban vizét már öntözőcsatornák fogják fel. A Kicsik-karautól keletre már csak alacsony hegyek vannak. Kopár, sziklás dombok. Közöttük a Muk-terek nevű száraz aszó-völgy lejt a Kengol felé. A fekete agyagpala redőzetének 260—80 fok irányában csapó boltozata van itt. Ezt vágja át haránt a Kengol szurdok-szerű árka. Az agyagpala itt is, mint a Gidgyek-völgyben, sűrűn váltakozik zöldes fillit-rétegekkel. Az agyagpala-redőzetet az Acsik-szu torkolatáig lehet követni, tehát az Ordolon-völgy 2600 m-es pontjáig. Az Acsik-szu torkolata körül a fiatalabb fedőrétegek széles táblái vannak. Itt tehát az alaphegység már elég mélyen lesüllyedt.

Áttérve a Pittik-tau nyugati oldalára, az Otrake-völgybe, itt az alaphegység egyneműen szericitpalából állónak látszik. A kőzet általában nyugati csapást és észak felé dülést mutat. Kisebb rögökre szakadozott szét. A feltörés fiatal korát bizonyítja az, hogy ez a töréses szerkezet közvetlen kihatással van még a hegyrajzra. Itt-ott meredekebb hegyoldalak, sőt sziklafalak teszik a tájképet változatosabbá, s ezek felbillent rögöket jelölnek. Feljebb az alaphegység lenyírt tetejére települnek vastagpados szürke, igen messze homokkő táblát találunk, mely egészében gyűretlen, de kisebb darabokra töredezvén, szabálytalanul szétvetődött. Innen az Ordolon-völgyi Acsik-szu torkolatáig mintegy 20 km. szélességben terjedt el ez a homokkő-tábla. Az Otrake-völgyből feljutva a Költüzdem-bel-re (3940 m), itt tágas hegytetőt találtam. Háttérben délkeleti irányban sziklahavasok és jégárak vannak. Széles morénamezőn futnak le déli irányba a Pittik jégárak patakjai. A sziklahavasok szerkezetének rög-jellege erőteljesen kifejezésre jut.

A Pittik-tau sziklahavasainak magját egy feltűnően vékonyan rétegezett, igen meredeken álló, fekete színű, nyilván palás kőzet építette fel. A fekete agyagpalára jellemző, a kirgizek által mindenütt karakorum-nak nevezett, fekete törmeléklejtők szinte elborítják ezt a hegydarabot. A törmelék síma lejtői csaknem a gerincig nyulnak fel. A vastagpados karbon-mészkö és a főhegy vöröshomokkő padjai az előbbi rögök mellé támaszkodván, a rögös-töréses hegyszerkezetet egészen kétségtelenné teszik.

A Pittik-tau központi tömege ezek szerint romhegy-szerkezetű. A nagy epirogén emelkedés által felemelt tömeg a Tarim-medence felé lépcsőzetesen letöredezvén, itt olyan romhalmaz



keletkezett, melyben a négy egymás felett lévő kőzetcsoporthoz tömbjei egymás mellé kerültek. De a hegység képe egészen kétségtelenné teszi, hogy ez a szerkezet így, ahogy szemünk előtt van, egészen fiatal, tehát késői harmadkori. A Pittik-tau sziklahavasának szerkezetében ez különös vonás, mert aránylag szűk területen van. Körülötte a vöröshomokkőnél idősebb szürke homokkő-táblái sok kilométernyi szélességben vannak a hegytetőn. Ebből arra lehet következtetni, hogy a Pittik-tau központi sziklahavasa különálló kialakulás eredménye. Itt valamilyen felfelé való kiemelőrőre, úgynevezett felvetődésre is gondolhatunk.

---







## BAU UND BILD DER TURKESTANISCHEN SCHEIDEGEBIRGE ZWISCHEN DEM TARIM — UND FERGANA — BECKEN.

### *Einleitung.*

Die beiden Turkestan, also das Tarim- und Fergana-Becken, werden voneinander durch mächtige Gebirge getrennt. Humboldt (die beiliegende kleine Skizze S. 5 stellt eine Partie von der Karte von Humboldt dar) fasste diese Gebirge unter dem Namen Bolor zusammen. Später kam der Name Kisiljart in Mode. Heutzutage sind von den Karten bereits beide Namen verschwunden. Es hat sich nämlich herausgestellt, daß die beiden großen Becken nicht von einem Gebirgssystem mit einer N—S—lichen Achse getrennt werden, ja sogar ein solches überhaupt nicht existiert. Das Gebiet, das die Wasserscheide zwischen den beiden Hauptbecken bildet, ist infolge der Senkung der beiden Hauptbecken entstanden. Wo es am schmalsten ist, treffen sich die Gebirgssysteme des Tienschan und des Hindukus in etwa 200 km breiten Gebirgen. Die im großen und ganzen W—O—lich ablaufenden Hauptbruchlinien und tektonischen Achsen dieser zwei Gebirgssysteme werden durch die Randbrüche und die radialen Brüche der zwei Hauptbecken gestört. Im wesentlichen treffen sich also die Gebirgssysteme des Tienschan und des Hindukus in dieser 200 km langen Linie.

Als ich meine erste Reise unternahm, waren diese Verhältnisse noch nicht geklärt. Der Wasserscheide der großen zentralasiatischen Flüsse wurde großes Interesse gezeigt. Auch mir wurde die Lösung des Bolor- oder Kisiljartproblems von L. von Lóczy d. Ä., dem ich meine beiden zentralasiatischen Reisen verdanke, als Hauptaufgabe gestellt. Ergebnis meiner Reisen war, daß beide Namen ihren Inhalt verloren, wie dies auch von den Forschern, die nach mir diese Gegenden untersuchten, bestätigt wurde. Wenn man aber die Berge, die zwischen dem Naryn- und Raskem-Darja liegen, unter einem Namen als Buchtitel zusammen



fassen will, kann nur der erste literarische Name dieses Gebietes, Bolor, gewählt werden. Der Bolor-Tag stellt eigentlich nur eine kleinere Partie des ganzen Gebietes dar (auch sie wird des öfteren Belur genannt). Jedenfalls repräsentiert sie noch immer ein viel größeres Gebiet als der Kisiljart, welcher Name hier nur für die Täler und den Paß zwischen Karategin und Kaschgar angewandt wird, abgesehen davon, daß dieser Name auch in den weit entfernt liegenden Gebirgssystemen dutzendweise vorkommt.

Diese Arbeit enthält die zweite Hälfte der geologischen Resultate meiner zentralasiatischen Reisen. Sie steht also mit dem Werk über den Hohen-Tienschan im engen Zusammenhange und bildet eine Fortsetzung bzw. einen auf Grund des Gebietes abgesonderten Teil von ihm. Sie enthält die Beschreibung des Becken-Tienschan, also der von den Kaschgarer Schneebergen oder dem berühmten Terek-Davan unmittelbar nördlich und südlich liegenden Berge, ferner der einander nahe liegenden Ränder der beiden Becken. Ich dachte dieses grundverschiedene Gebiet nur unter dem historischen Namen Bolor zusammenfassen zu können.

---



## 1. Der östliche Bruchrand des Fergana-Beckens.

Während meiner Reise durchquerte ich an den östlichen Randgebieten von Fergana drei Landschaften: Tschitti-Tau, Djasi und das Kogart-Tal von Dschalabad. Tschitti-Tau liegt zwischen Karadarja und Koschkarata-Su, seine östliche Grenze wird von der Bruchlinie des Bujga-Tal gekennzeichnet. Die Gebirgslandschaft ist hier breit, flach und niedrig. Die Oberfläche dieser Landschaft besteht aus Bergen, von denen die größten eine Höhe von etwa 3000 m erreichen, und aus unregelmäßig verzweigten, breiten, flachen, stellenweise aber schluchtartigen Tälern. Die nach Norden abfallenden Täler dieser Landschaft sind: Irdik, Djalpak-tasch, Laj und Bujga. Ich durchquerte diese vier Haupttäler in 1 bis 2 tägigen Wanderungen, die ich vom Karadarja, meiner Hauptroute, aus machte. Durch das Djasi-Tal kam ich am Ende meiner Reise im Jahre 1909, als ich vom Tien-schan herunter kam. Das Kogart-Tal von Dschalabad war die erste Landschaft, die ich anlässlich meiner Reise im Jahre 1906 kennen lernte. (Taf. VIII).

*Die Kreidetafel von Ösgön.* Von den vier Tälern des Tschitti-Tau verdient vor allem das Bujga-Tal das größte Interesse, weil es entlang der Hauptbruchlinie des Fergana-Beckens liegt. (S. Taf. VIII.) Östlich von dieser tektonischen Grenze liegt der Sockel des paläozoischen Grundgebirges an der Oberfläche. Unterbrechungen und Lücken sind an ihm nur in einzelnen, voneinander getrennten Einbrüchen zu sehen. Westlich des Bujga kommt das Grundgebirge aber nur noch in Form von Inseln oder kleinen Klippen unter der mächtigen Decke der jüngeren Ablagerungen zum Vorschein.

Das Bujga sowie sein mit ihm parallel ablaufendes westliches Nachbartal, das Laj, besitzen gleichfalls eine Länge von 27 km. Ihre Bäche beginnen an demselben Bergrücken, nämlich am Adschike-Rücken und laufen geradlinig gegen Norden, nach dem Tar-Alaiku. Die Höhe des Joches am Adschike, das die beiden Täler verbindet, beträgt nach meiner Messung 2580 m. Die Ausichten, die man von diesem Joch nach beiden Seiten hat, werden in den Abb. 1 und 2 wiedergegeben. Südlich von diesem Adschike-



Rücken läuft in westlicher Richtung von dem nach Akbogus führenden Joch ein 3200—3300 m hoher Grat, an der Taf. VIII. Adschike 9. genannt, der vom oberkarbonischen, kalzitadrigen, dunkelgrauen Kalkstein aufgebaut wird. Seine Länge dürfte etwa 22 km be-

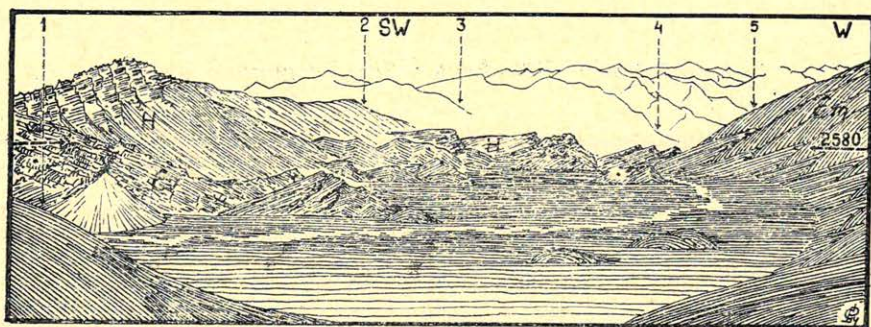


Abb. 1. Das rote Hanhaikonglomerat-Becken des Adschike-Tales von der Wasserscheide des Adschike und Bujga, Paß Adschike, 2580 m aus gesehen. 1: Togus-bulak-Tal. 2: Akkija-Tal. 3: Karatokte-Tal. 4: Kisil-bulak-Tal. Unterhalb des Pfeiles liegt der Aussichtspunkt der Abb. 3. 5: Laj-Tal. Em: Senon-Kalkstein mit Gipslagern. Ev: Roter schieferige Sandstein, H: Hanhai-Konglomerat.

tragen. Ende April 1906 war er noch mit Schnee bedeckt. In seinen schattigen und feuchten Rinnen sind kleine Fichtenhainen vorhanden, weshalb die Kirgisen den Grat als Karagaj bezeichnen. Das Adschike—G. ist eine schmale prismatische Scholle. Nördlich von ihm liegt das Adschike-Becken auf einer teilweise schwach gefalteten, im allgemeinen nur zerbrochenen Kreide-Tertiärtafel. Über den nach Süden fallenden Schichten eines roten schieferigen

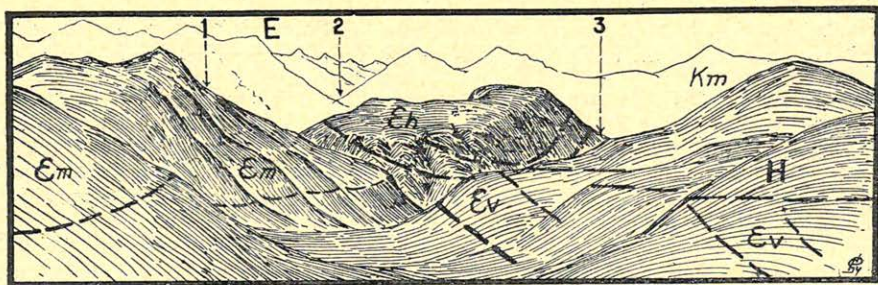


Abb. 2. Aussicht vom Adschike-Paß nach Osten in das Bujga-Tal. 1: Bujga-Tal. 2: Kaschka-Tal. 3: Karagaj-Tal. Man sieht die Reste der paläogenen Rumpffläche, und zwar sich nach Westen zu neigend, zerteilt durch die Gräben des Bujga-Tales, das sich nach Osten richtet. Im Hintergrund die Wand des Karagaj. Ev: Roter, schieferiger Sandstein. Em: Senonkalkstein. Eh: Mergel- und Sandsteinkalk. H: Diskordant aufgelagert die Rumpffläche, bedeckend das Hanhai-Konglomerat.



Sandsteins (Ev) lagern an der Nordseite sohlige gipshaltige Kalksteinschichten (Em) und an der Südseite ebenfalls horizontal liegende Schichten eines roten kalkigen Konglomerats (H). Östlich befindet sich ein tafelartiger flacher Berg. Dieser zeigt die sanfte Synklinale von abwechselnden Schichten von kalkigem Mergel und kalkigem Sandsteinschiefer (Eh). Im Tschitti-Tau sind noch zahlreiche ähnliche flache Berge zu sehen. Man sieht überall die Teile einer tertiären Rumpffläche. Sie zeichnen sich hier besonders durch ihre Vollkommenheit aus, da sonst zwischen ihnen im allgemeinen tiefe schluchtartige Täler ausgebildet sind. Die weichen kretazischen und tertiären Gesteine erleichtern die Erosionsarbeit

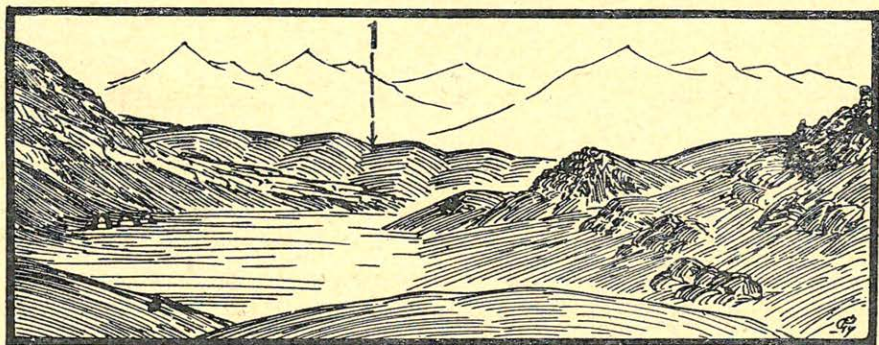


Abb. 3. Das trockengelegte Seebecken des Adschike-Tales. Aussichtspunkt 2350 m, 5 km nach WSW vom Adschike-Paß. Links der Aktasch-Berg mit flach liegenden Senon-Kalksteintafeln. Rechts Hanhai-Konglomeratbänke. 1: Adschike-Paß, Aussichtspunkt d. Abb. 1. u. 2.

der Flüsse. Auf Grund der einzelnen morphologischen Einheiten versucht man aber umsonst die Rekonstruktion des Urreliefs. Es ist hier in kleine Stücke von einer Oberfläche von nur je etlichen Quadratkilometern zerfallen. Über die tafelige Bruchstruktur unterrichten uns sehr deutlich die Abbildungen 1 und 3. Ich bringe diese beiden Bilder nebeneinander, damit sie einen noch klareren Beweis darstellen. Die weißen Tafeln des Senonkalksteins leuchten von den Abhängen schon von weitem. Zweifellos sind sie nicht gefaltet. Von hier etwas weiter entfernt weisen sie zwar einige Biegungen auf, die aber — so viel ich bemerkt habe — durch eine Einsenkung erklärt werden können.

Die Adschike-Mulde (Abb. 3) erscheint als eine Einsenkung eines breiten Plateaus. Die Einsenkung dürfte erst in der jüngsten Zeit vor sich gegangen sein. Darauf weist auch der ziemlich breite, mit rotem Ton ausgefüllte Grund eines ehemaligen Sees



hin. Er wird vom Laj-Tal durch einen 2550 m hohen Rücken getrennt. Dieser Damm besteht aus einem roten, tonigen Sandstein, dessen dicke Bänke unter 10—15° nach Südosten fallen. Stellenweise geht dieser Sandstein, besonders hinter dem Rücken im Westen, in eine mächtige rote Brekzienschicht über. Durch die Abtragung entstanden hier wollsackähnliche Felsen. Konkordant liegt darunter auch hier ein weisser, gipshaltiger Kreidekalkstein. Die zerbrochenen Schollen des Karbonkalksteins sind bis 2900 m Höhe von den hier erwähnten kretazischen und tertiären Bildungen bedeckt. Auf Grund von Fossilien konnte nur das senonische Alter des weissen Kalksteins (Nr. 2—8) festgestellt werden. Darunter liegen kalkiger Mergel, Sandsteinschiefer und roter Sandsteinschiefer mit einem Karminstich, die also alle älter sind und eine andere Struktur besitzen: sie sind mehr gebogen, ja sogar stellenweise gefaltet (Nr. 2—9).

Das Verhältnis der beiden letztgenannten, voneinander hauptsächlich durch die Farbe abweichenden Schichtengruppen konnte ich hier nicht erklären. Wahrscheinlich ist die Reihenfolge wie folgt: Unten ist der kalkige Mergel, Sandsteinschiefer, darüber (oder daneben) der rote schieferige Sandstein, dann folgt der weisse, gipshaltige Kalkstein, die oberste noch kretazische Schicht ist dann die rote Sandstein-Brekzie. Darüber folgt zweifelsohne nach einer beträchtlichen Lücke das bedeutend jüngere rote Konglomerat, welches ursprünglich die zu einem Festland gewordene Kreidetafel hier mindestens in einer Mächtigkeit von 200 m bedeckte.

Im Bujga-Tal fällt vor allem auf, daß das obere rote Konglomerat, das zweifelsohne zu der Hanhai-Gruppe gehört, sich dem Tal einfügt, dasselbe ausfüllt und nach dem Fluß Alaiku fällt. Der Bujga läuft gerade nach Norden von einem Punkte in 2560 m aus, wo drei Täler sich vereinigen. Seine Richtung läuft parallel mit der westlichen Randverwerfung des Alaiku-Kaptschagai-Gebirges (Taf. VIII. = Alaiku-Geb.), jedoch läuft er nicht gerade an der Bruchlinie, sondern schon etwas nach innen, im Gebiete der Kreidetafel, ab. Das Wasser springt hier aus den drei kleinen Teichen (Ütsch-köl, ihre Durchmesser betragen etwa 10 m), einer ausgiebigen Karstquellengruppe, aus der Richtung des südlichen Karbonkalksteins. Wenn der Bujga auch nicht an der Hauptverwerfung liegt, befindet er sich entlang einer Bruchlinie, die die Kreidetafel zerbricht. Dies wird schon auch durch den Umstand angezeigt, daß hinten, in den Tälern seiner Ostseite, ein hohes Karbonkalksteingebirge sich erhebt, während an der Westseite die



Berge von zerstückelten, unregelmäßig nebeneinander gesetzten weißgrauen Kreidetafeln leuchten. Die roten Konglomerattafeln der Talsohle schmiegen sich zwar dem Tale an, jedoch sind sie in Schollen zerbrochen, die oben, unter dem Ütsch-köl, fast hori-

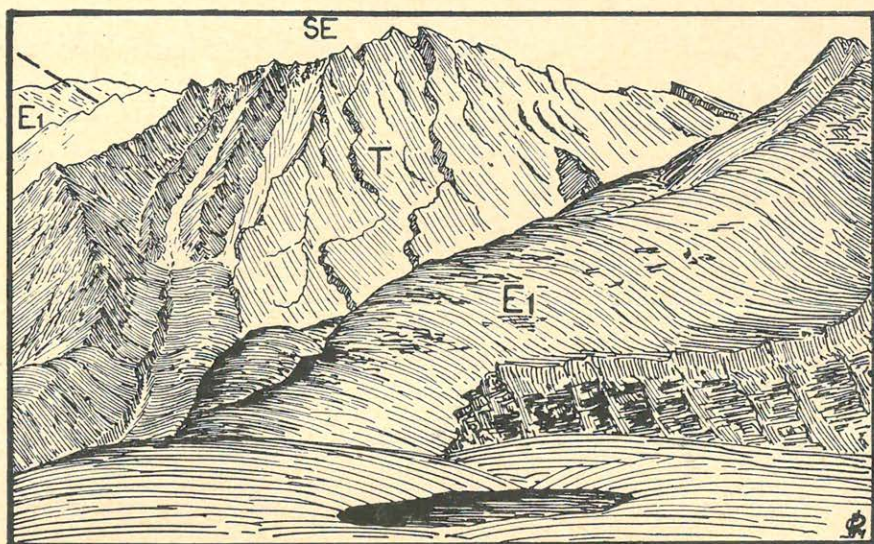


Abb. 4. Die Ostwand des Bujga-Tales. Aussichtspunkt 2220 m. T: Karminrote Sandsteinschiefer-Platten in der großen Westrand-Verwerfung des Tschitti-Tau Gebirges, d. h. am morphologischen Ostrand des Fergana-Beckens. E1: Emscher Sandsteinschiefer. Im Vordergrund ein Tümpel in einem der zahllosen Einsturzkesseln der Kreidetafeln.

zontal liegen, etwas mehr nach unten aber nach Süden und etwas weiter entfernt nach Norden fallen und zwar unter  $5-10^\circ$ . Der Bach grub sich hier einen tiefen Graben und versucht sich an der Ostseite einzuschneiden. Die diluviale Talsohle ist breit, aufgeschotterf und befindet sich im allgemeinen über dem Hanhai-Konglomerat. Durch Wildbäche, die bei der Schneeschmelze von den Bergen zwischen dem Bujga und dem Laj herunterströmen, ist es in Stücke zerrissen. Eine jede Erscheinung der Kerbung weist darauf hin, daß die Kreidetafel sich rasch zersetzen ließ. Wir sehen hier vor uns ein jugendliches Landschaftsbild. Dieses bildet einen großen Gegensatz zu der herrlichen Ruhe der Linien des Landschaftsbildes im Inneren des Tien-schans.

Die wichtigsten Merkmale der Struktur von den kretazischen Schichten sind in den Abbildungen 4 und 5 zu sehen. Vor allem muß ich aber bemerken, daß die Schichten des älteren roten



Sandsteins, des kretazischen Sandsteins, an der Westseite im allgemeinen nach den Bujga zu fallen. Der Einfallwinkel beträgt im Westen in der Höhe 20—30°, in der Mitte der Berge mindestens 60—70°, während in der Nähe der Talsohle, unter dem Hanhai-Konglomerat, gelblichgraue Sandsteinschiefer lagern, die zwar unregelmäßig, jedoch sehr sanft einfallen. Daraus schließe ich, daß dem Bujga-Tal im Westen eine beträchtliche Flexur folgt, die Talsohle ist aber am Grunde der Flexur nachträglich grabenartig in seiner ganzen Länge eingestürzt. Infolge dieses Einsturzes wurde auch das Hanhai-Konglomerat in Stücke geteilt, er muß also ganz jung sein. Dieses Geschehnis dürfte nicht sehr lange vor dem Diluvium vor sich gegangen sein.

Auch die in der Abb. 5. mit T bezeichneten karminroten Sandsteinschiefer (die ich also unbedingt für älter als kretazisch halte), fallen nach dem Graben des Bujga in, wenn auch nicht der Grabenachse ganz genau parallel. Einen auffallenden Gegensatz bildet dazu der vor ihm horizontal liegende Sandsteinschiefer. Diese

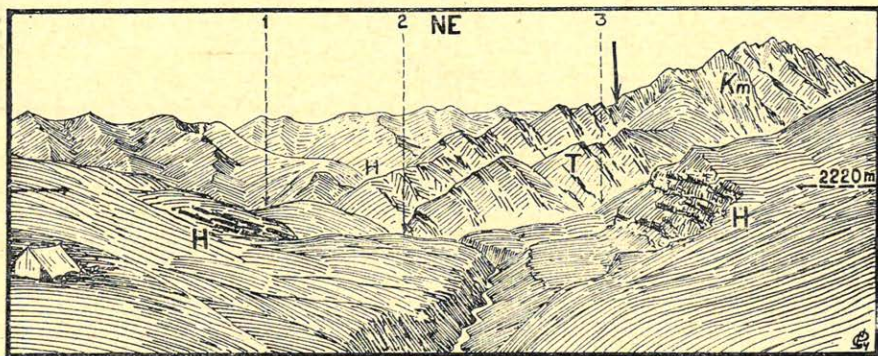


Abb. 5. Der untere Abschnitt des Bujga-Tales, vom Lager 2220 m aus. Im Vordergrund der mit Schotter gefüllte Einsturzgraben des Bujga. Beiderseits flach lagernde Hanhai-Konglomerat Bänke (H). T: Karminrote Sandsteinschiefer-Platten vermutlich aus der tibetanischen Transgression (Perm?). Km: Karbon-Kalkstein, an der Verwerfung durch den Pfeil gekennzeichnet etwas übergeschoben. 1: Bujga-Mündung in das Alaiku-Tal. 2: Bujga-Tal. 3: Korgon-Bujga-Tal.

T-Schiefer stehen sehr steil und außerdem sind sie ein wenig gebogen. Diese Tatsache ist umso mehr auffallend, da hinter ihnen der ältere Karbonkalkstein in ungefalteten Tafeln liegt. Alle diese Umstände weisen also darauf hin, daß der Bujga-Graben eine Linie von Schichtstörungen darstellt. Der neogene Trog paßte sich zwar an, brach aber nochmals weiter bis zum Diluvium. Am Westabhange sind die rezenten Rutschungen weit zu sehen. Un-



weit von der Mündung des Bujga sah ich eine Rutschung, die nach Berichten der Einwohner des Gebirges im Jahre 1908 einen kleinen See aufstaute. Auch die Lage von einigen Kalktafeln in

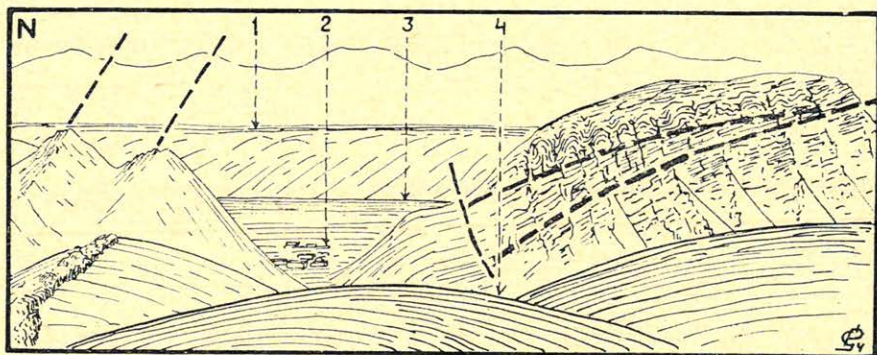


Abb. 6. Der unterste Abschnitt des Laj-Tales. Aussichtspunkt 1320 m. Eozäne-Schollen am Nordrand des Tafelgebirges. Links steil gestellte weisse poröse Kalksteinschichten (Nr. 2—2), vermutlich zur Gruppe der *Ostrea turkestanensis*-Schichten gehörend. Rechts zusammengeschobene und gepresste Schichtenbündel aus gelblichweissem gipshaltigem Kalkstein. Im Vordergrund rotes Konglomerat. 1: Kara-Kungei Plateau (neogene Rumpffläche). 2: Aul Sary-bulak. 3: Alaiku-Fluß. 4: Laj-Graben.

den höheren Teilen des westlichen Abhanges weist darauf hin, daß Rutschungen sowohl nach dem Bujga wie auch dem Alaiku zu stattfanden.

Im Laj-Tal, das ist das parallele westliche Nachbartal des Bujga, erfolgten Rutschungen von noch größerem Umfange. Dieses lange Tal beginnt in 2180 m Höhe bei der Mündung des Kisil-Bulak. Der Graben ist hier im weißen gipshaltigen Senonkalkstein eingeschnitten. An einer 10 km langen Strecke fällt der Kalkstein an der Westseite genau so nach dem Laj-Graben, wie im Bujga-Tal. Ich maß hier einen Ostfall von  $40^{\circ}$ — $50^{\circ}$ . Zwischen 1940 und 2090 m sind hier drei, je 200—400 m lange Seen vorhanden. Sie sind alle durch Rutschungen aufgestaut. Auch die großen roten Sandsteintafeln rutschen von den Bergen der Westseite nach dem Graben ab. Dadurch kann erklärt werden, daß auch die Farbe des Baches wechselt, mal ist sie trüb weiß, mal wieder ganz rot. Von der Ostseite laufen breite Täler nach den Bergen zu. An den hohen Berggipfeln sind überall schwebende Kreidekalksteintafeln zu sehen. Es ist hier ein von kleineren Brüchen zerbrochener, jedoch beisammengebliebener Tafelberg. Die strukturellen Störungen sind immer in den Gräben. Das Tal entstand



durch Auswaschung und nachhaltigen Einstürzen. In 1780 m Höhe sieht man einen 3 km langen und 1/2 km breiten ausgefüllten See, den Laj-Kulalde. Um ihn herum befinden sich die Hohlstellen von Bergstürzen. In diesen Grund des Sees schnitt der Bach eine 4 m, weiter unten sogar schon 8 m tiefe Meanderlinie ein. Östlich vom Laj-Kulalde sehen wir ein besonders breites Tal. Dahinter ist der höchste Tafelberg etwa 2500—2600 m hoch. Er entspricht also der Höhe der Adschike-Mulde. Unter dem Bergsturz des Laj-Kulalde-Sees befindet sich in 1650 m Höhe der Grund eines anderen kleinen Sees. Hier läuft die erste große West-Ost Verwerfung ab, wo auch der Abbruch der großen Kreidetafel vom Tschitti-Tau der Nordseite begann.

Die Bruchlinie unter dem Laj-Kulalde streicht in SW—NÖ—licher Richtung. Sie weist gerade in die große Schlucht des Alaiku hin. Es ist hier aber auch ein NW—SÖ—lich ablaufender Bruch vorhanden, entlang dessen der Kreidekalkstein eine von dem Tafelberg abgebrochene Biegung bildet. Die Felsenwand fällt in der Höhe unter 80°, gegen das Tal zu wird das Fallen sanfter,

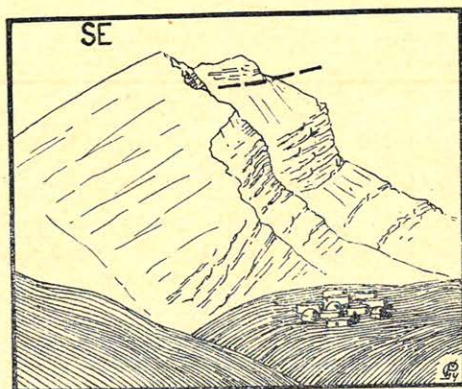


Abb. 7. Die Wand des Laj-Tafelberges. Unterhalb der gestrichelten Linie Gips-Kalkstein, oberhalb das übergeschobene Bündel, vermutlich auch aus mitteleozänen Schichten bestehend. Im Vordergrund die zergliederte Hanhai-Tafel mit dem Sary-Bulak Aul, ein kirgisches Winterlager mit Kischlaks und Jurten. (S. Abb. 6.)

etwa 40°. Es ist nur undeutlich zu sehen, daß in der Ausbildung des Grabens des Laj-Tales auch ein N—S—lich ablaufender Bruch eine Rolle spielt. Etwa 5 km von der Mündung des Laj entfernt ist an der Sohle des Tales eine deutlich erkennbare Falte, ein Sattel, vorhanden. Die Höhe dieses N—S—lich streichenden Sattels be-



trägt 1650 m. In ihm erodierte der Bach eine etwa 150 m tiefe Schlucht. Nach dem Durchschneiden dieser Antiklinale grub sich der Laj-Bach eine 30 m tiefe Schlucht und erreicht in 1300 m Höhe den Alaiku-Fluß. Hier traf die große nördliche Verwerfung die mächtige Tafel des Senonkalksteins. Die vorher erwähnte kleine Antiklinale wurde infolge dieses großen Bruches zusammengepreßt. Die Verwerfung wird auch durch Auflösung der einheitlichen Tafel in einzelne Klippen markiert. Das Tal des Alaiku wird hier Tar genannt. Am Talrand stehen hier unter den 1700—1800 m hohen Felsenbergen kleine Schollen, die nach dem Graben des Tar-Tales hinabstürzten. Westlich der Mündung des Laj-Tales treten aus den Klippen zwei kleine Bäche hervor. Sie werden Saribulak genannt. Die Abb. 6. stellt die Struktur der westlich vom Laj liegenden Klippe vom Nordende des Scheitels der Falte von Saribulak aus gesehen dar. In der Abb. 7 sehen wir die Westseite derselben Klippe. Das Hanhai-Konglomerat ist im Laj-Tal sowohl am Scheitel der Saribulak-Antiklinale wie auch zwischen den Klippen unter der Verwerfung in großen roten Stücken anzutreffen. Zwischen dem Bujga und der Mündung des Laj habe ich keine andere Bildung gesehen. Westlich des Laj dagegen fehlen diese kleinen Schollen wie auch die Hanhai-Schichten. Der Alaiku-Fluß schnitt sich hier in eine glatte Ebene ein. Im Diluvium scherte er aber vorher die Scheitel der abgesunkenen Schollen ab und verebnete mit seinem Schotter jene Senkung, die unter der nördlichen Hauptverwerfung des Tschitti-Tau

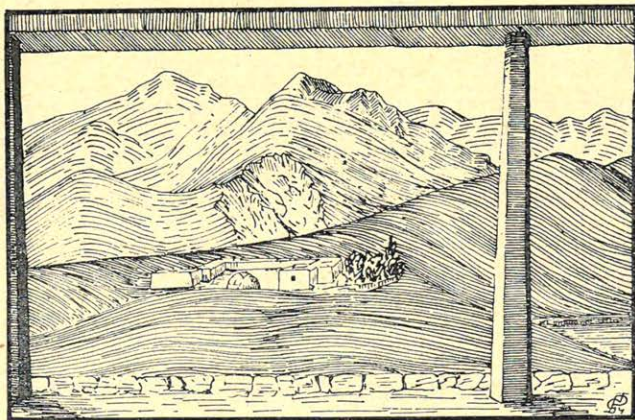


Abb. 8. Die kretazisch-eozäne Kalksteintafel Laj vom Norden, von der Terrasse des Tar-Alaiku gesehen. In der Bildmitte eine rezente Rutschung, Beobachtungsstelle die Veranda eines Kischlaks in der Nähe vom Sary-Bulak Aul, Rückwärts von dem Nachbars Aul das Sary-Bulak Tal.



samt den sie überlagernden Hanhai-Schichten in die Tiefe sank.

Die kleine Skizze Abb. 8, die ich vom Flur des Kischlak vom damaligen Kapschagaj—Wolostnoj gezeichnet habe, zeigt die Schollen des weißen Kalksteins in der Verwerfung mit einer charakteristischen Rutschung, ferner mit einer jener kleinen

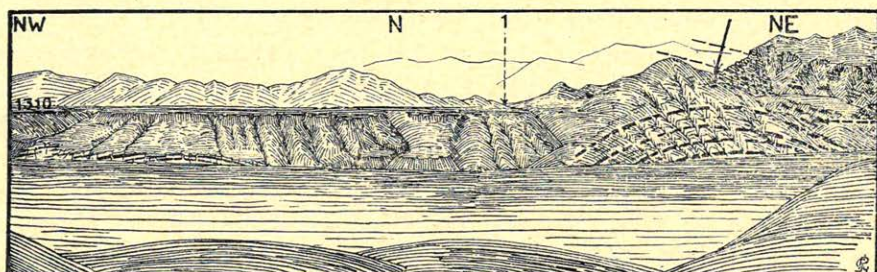


Abb. 9. Der Ausgang des Tar-Alaiku, auch Kapschagaj genannten Tales am Rande des Ösgön-Beckens, von der Deckenterrasse Sary-Bulak aus gesehen. Aussichtspunkt 1310 m. In dem tief eingeschnittenen Alaiku-Graben sind die schwachen Falten der Emscher-Mergel und Kalksteine scharf ausgeprägt. 1: Bitschikbel-Tal.

Schollen, die hier den Fluß des Gebirges umranden. Von derselben Stelle zeichnete ich auch Abb. 9, die zeigt, wie der (Senon?) Kalkstein unter die Karakungej genannte Ebene abbricht.

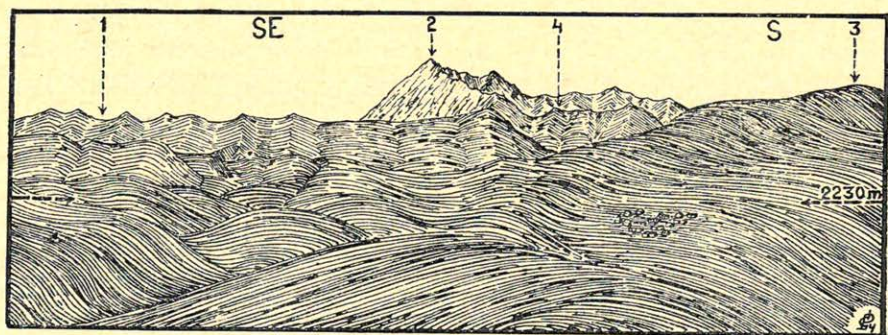


Abb. 10. Das Bild des Tschitti-Tau vom Djalpaktasch-Paß (2230 m). Eine Karbonkalkstein-Scholle (Aldajar-Tau), eingebettet zwischen den kretazisch-eozänen Schichten der Fergana-Tafel. 1: Darvasa-Bel. 2: Aldajar-Tau. 3: Atsupa-Berg mit einem kirgisischen Winterlager (Lehmhäuser und Jurten).

In dieser Skizze sieht man, daß die Kreidetafel hier treppenförmig eingestürzt ist. Die Oberfläche des eingestürzten Gebietes wurde von den Flüssen verebnet. Diese verebnete Oberfläche, deren Höhe mit 1310 m angegeben ist, streckt sich weit über den Karakuldscha und bildet einen Randgürtel um das Ösgön-Becken.



In der Skizze sieht man noch, wie breit der Alaiku sein Tal im Spätdiluvium erodierte. Später wurde dann auch noch in diese Terrasse ein tiefes Bett eingeschnitten, wodurch von den zwei Kuppelfalten des Senonkalkstein auch die untere zum Vorschein kam.

Ich denke, daß die am meisten westlich gelegene Karbonkalksteinscholle des Tschitti-Tau derselbe Aldajar-Tasch (auf den rußischen Karten Aldyar-Tau) ist, den ich vom Djalpaktasch-Paß aus sah (Abb. 10.) Diese Scholle erhebt sich von der ganz glatten Kreidetafel wahrhaftig als eine Insel. Wenn wir nur die Talsohlen befahren und auf einmal den Scheitel erreichen, fällt seine flache tafelartige Ausbildung sehr ins Auge. In den Tälern fallen nämlich die Schichten im allgemeinen äußerst kompliziert, ohne bestimmbar Richtung und ohne einheitliche Struktur. Die Ebenheit der Bergrücken entspricht jedoch völlig der tektonischen Struktur. Hier sind keine anderen strukturellen Veränderungen zu sehen als die durch die Brüche hervorgerufenen. Die locker

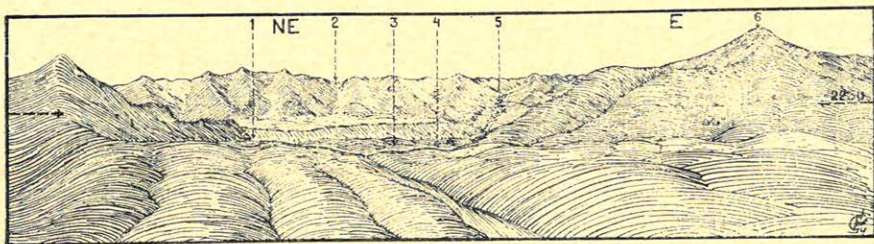


Abb. 11. Aussicht vom Djalpaktasch-Paß (2250 m) in der Richtung des Ösgön-Beckens: Kalksteintafel-Landschaft mit einzelnen höheren Schollen (6). 1: Karakuldscha-Fluß unweit das Dorf Tokotaj. 2: Köldük-Paß und Kokdschangach-Tal. 3: Kara-Kungej Hügelland. 4: Tar-Alaiku Graben. 5. Dschulgu-Ur-er Abschnitt des Karakuldscha-Tal. 6: Turgaj-Töpe, am Abhang einzelne kirgisische Winterlagern.

gewordenen einzelnen Stücke der Tafel sind nur in kleinem Masse bewegt worden, sie fallen nur sanft in verschiedene Richtungen, wodurch in der Morphologie an einzelnen Stellen steile Formen entstanden, die infolge der allgemeinen Hebung in 2500—2600 m gelangte Tafel blieb jedoch unversehrt. In den Tälern ist eine andere Art Struktur zu sehen. Man gewinnt hier den allgemeinen Eindruck, daß der Einsturz der Kreidetafel, die infolge der Senkung des Fergana-Beckens oder infolge der allgemeinen Hebung oder aber infolge beider Faktoren bereits zerklüftet war, durch das vom starken und tiefeingreifenden Auswaschen verursacht wurde. Treppenförmige Senkungen von größerem Ausmaß be-



finden sich nur im Tschitti-Tau, also an den West- und Nordseiten der einheitlichen Masse der Kreidetafel, d. h. in der Richtung der Ösgöner-Bucht des großen Fergana-Beckens.

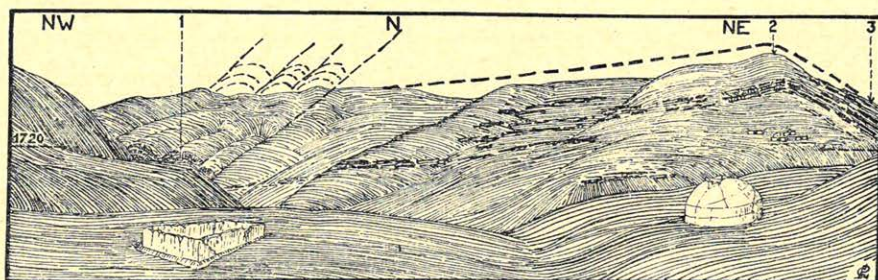


Abb. 12. Die Flexuren und kleinen Falten der Kreide-Tafel im Irdik-Tal. 1: Gurba-Tasch. 2: Tüätschü-Berg. 3: Karaterek-Tal.

Im westlichen Teil des Tschitti-Tau, also zwischen dem Aldajar-Tau und dem Ösgön, weist die flache hohe Kreidetafel in jeder Richtung eine Ausdehnung von etwa 15 km auf. Das ganze Gebiet stellt ein Bild dar, wie dies in den Abb. 10 und 11 gezeigt wird. Es gibt zwar einige hervorragende Gipfel wie z. B. der Turgaj-Töpe, aber allein die Tatsache, daß dieser kaum hundert m hohe flache Kegel von den Einwohnern des Gebietes besonders beachtet wird, weist darauf hin, daß die Oberfläche

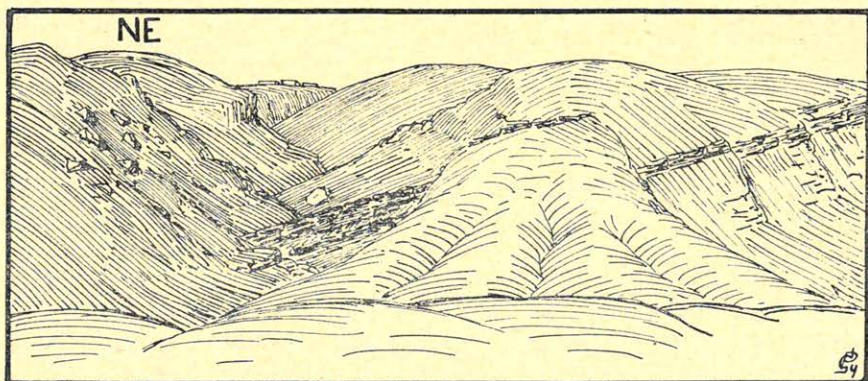


Abb. 13. Lithodomus-Schichten der Radiolites-Stufe im Irdik-Tal in der Nähe von Tschedi-Kischlak. (1600 m.) Im Vordergrund Schotterfläche. Weit oben am Bergrücken (NE) ein Kischlak.

der Tafel sonst sehr eintönig ist. Auch die geologische Übersichtskarte ist wenig abwechslungsreich. Die ganze Karte stellt eigentlich eine einzige weiße Kalksteintafel dar. Ich habe von Kurschab



bis Belputschuk (22 km), von Belputschuk bis Tokotaj (14 km) und von Tokotaj bis Ösgön (20 km) jedenfalls nichts anderes gesehen. In der Nähe des Djalpaktasch-Passes konnte ich eine Verwerfung beobachten; an einer Seite derselben fällt der den Radiolitenhorizont des Obersenons vertretende Kalkstein (Nr. 2—4) sehr sanft nach NNW ein. Der Cythereen-Kalkstein (Nr. 2—3), der ebenfalls einen höheren Senonhorizont repräsentiert, fällt bei der Verwerfung unter  $60^\circ$  nach SSO ein, d. h. er ist nach dem Djalpaktasch-Tales eingestürzt. Diese Verwerfung ist von sehr großem Ausmaß, da die Radiolitenkalktafel an den benachbarten Abhängen auch um 300 m höher (2200 m) zu sehen ist.

Es war außerordentlich lehrreich, zwischen dem Djalpak-

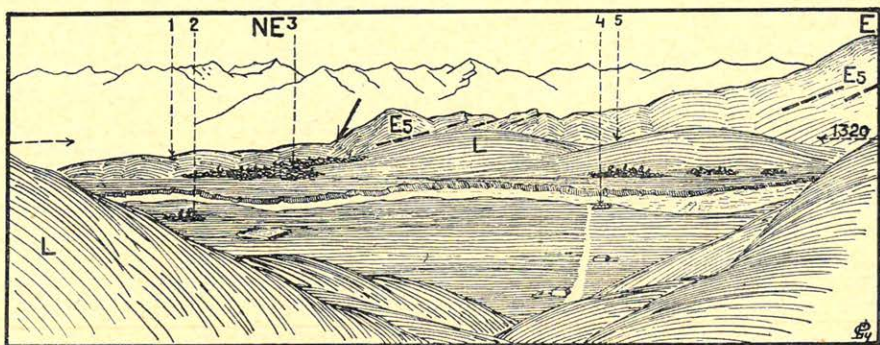


Abb. 14. Das Tal des Kotschkarata-Su in der Nähe von Kurschab (od. Kuraschab). Flach abfallende mitteleozäne Kalksteintafeln (E5) mit Verwerfungsrand (Pfeil). In der Talbucht mächtige Lösstafel (L), und breite Schotterfläche mit dem Dorfe Kurschab (5) und zerstreuten Weilern. 1: Tal des Kara-Darja. 2: Raimbey-Weiler. 4: Sulsiman-Kischlak und die Furt des Kotschkarata-Flußes. 5: Irdik-Tal.

tasch-Paß und dem Dorf Kurschab im Irdik-Tal die Struktur der Radiolitentafel zu verfolgen. Im ganzen betrachtet erscheint es so, als wenn in dieser 20 km langen Strecke die Radiolitentafel von 2200 m bis 1600 m heruntergestürzt wäre. Die große Tafel ist aber in Teile, in Treppen, zerbrochen. Die Differenz zwischen zwei Treppen beträgt kaum 50 m. Die einzelnen Treppen werden jedoch nirgends von steifen Brüchen, sondern überall von Flexuren der Schichten begrenzt. Charakteristisch ist noch, daß die Biegung nicht nach unten sondern nach oben zeigt. Die oberste Treppe fällt vom Djalpaktasch 3 km lang allmählich bis zu 1800 m Höhe des Irdik-Tales ab. Hier biegt die Tafel plötzlich nach oben, bald danach fällt sie aber wieder in einer 2 km langen Strecke



sanft bis zu dem Tüatschu benannten Tal (1720 m) ab. Nach einer neueren Aufbiegung folgt die dritte Treppe mit einer  $1\frac{1}{2}$  km breiten gleichmäßigen Böschung. In ihrem unteren Teil sind drei kleine normale Falten oder Kuppeln entwickelt, die durch den Graben des Irdik-Baches (Abb. 12) geteilt werden. Die drei Falten haben das Interesse der hiesigen Leute auf sich gekent, darum erhielten sie den Namen Gurba-Tasch. Auch die Tafel der vierten Treppe (Abb. 13), hier Schichten von *Lithodomus intermedius* ist glatt. Das Irdik-Tal hat also seinen Graben in die oberseno-nische Tafel konsequent eingeschnitten. Nur im Unterlauf hat sich das Wasser tiefer eingeschnitten als die Böschung der Tafeln.

An der Nordseite des Irdik-Tales sind am Gipfel stellenweise rote Flecke zu sehen. Diese werden offenbar vom roten, schotterigen Sandstein, einer Bildung, die ich östlich vom Dorf Kurschab vorfand, verursacht. Hier lagert konkordant über der eben beschriebenen Tafel (Abb. 14), also mit demselben Einfallen, ein poröser roter Kalkstein (Nr. 2—2), von dessen Fauna Vadász seinerzeit *Ostrea turkestanensis* bestimmen konnte. Darüber lagert, ebenfalls konkordant, der rote Sandstein. Die Kreide geht also ohne Störung ins Eozän über.

Im nordwestlichen Auslauf der großen Tschitti-Tafel wurde durch die Senkung des großen Beckens ein Keil geschnitten.

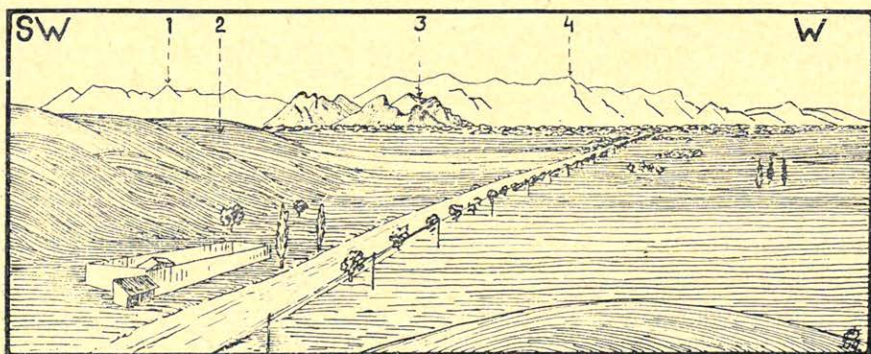


Abb. 15. Das Becken von Osch von Osten. Der Aussichtspunkt liegt 2 km westl. v. Mad, an der russischen Landstraße. Von Löß bedeckte Schotterterrasse und Schotterfläche und die paläozoischen Inselberge, die Schollen von Takta-Soliman (5). 1: Tschul-Majrak-Tau Gebirge. 2: Imamata-Hügeln. 4. Kurpe-Tau Gebirge.

Scharfe Linien markieren in der Landschaft den Gebirgsrand, der im Irdik-Tal von der Tschedi benannten Stelle in NW- und SW-licher Richtung verläuft. Längs der beiden Bruchlinien ist



die Kreidetafel ganz verschwunden. Das Dreieck zwischen den Bruchlinien, welches etwa 10 km breit ist und Kajnar genannt wird, ist vom Schotter, hauptsächlich aber von einer mächtigen Lösschicht bedeckt. Es ist eine eigenartige sandige Lößart, die nicht sehr fest ist. Ihre Mächtigkeit erreicht am Otosader sowie an den Hügeln in der Umgebung von Kurschab auch 150 m. Nach Westen von hier bis nach Osch streckt sich bereits die Fergana-Ebene aus (Abb. 15).

Das Djalpaktasch-Tal führt das Wasser vom ähnlich (aber auch Tüzbel) genannten Paß, also vom Rücken der großen Tafel gegen Norden in den Alaiku-Fluß. Das Tal wurde jedoch nicht allein vom Wasser ausgewaschen, in seiner Vertiefung spielten auch die Bergstürze eine wichtige Rolle. Die Tschitti-Tau-Tafel weist zwischen dem Djalpaktasch-Tal und dem Ösgön einen hohen und steilen Abhang auf. In der Höhe befinden sich am Rande die Schichten der Senontafel in scheinbar horizontaler Lagerung. Große einfache Verwerfungen, an ihrem Fuß mit abgestürztem Material, ergänzen das Bild der Landschaft. Der Karadarja-Fluß, der durch die Vereinigung von Karakuldscha und Alaiku entstanden ist, erodiert den Fuß dieser Tafel. Der Fluß schnitt sich in die Ebene vom Ösgön 40 m tief ein; die Ebene selbst ist in etwa 20 m Mächtigkeit von rotem Ton bedeckt. Diese Tatsache weist darauf hin, daß auch hier in der diluvialen Zeit ein großer See war.

Von der Aldajar-Klippe nach Osten bis zum Bujga, nach Westen bis Koschkarata, ja sogar bis Osch und nach Norden bis zum niedrigen Schollen, der sich unterhalb des Dammes von Sultanabad, der im Jahre 1909 noch im Bau war, befindet, konnte ich bis Tarambasar außer diesem einen Schollen keine älteren Gesteine als kretazische beobachten. Diese Tatsache weist darauf hin, daß hier keine Unterbrechung im Kreide-Tertiär-Meer war. Die Zeichnung von Muschketow über die Uferlinie des Kreide-Tertiärmeeres von Fergana kann damit ergänzt werden, daß das Ufer dieses Meeres zur Zeit seiner größten Ausdehnung an der Linie der Tarambasar-Mündung des Djasi und Sindan-Adjike-Aldajar eine einzige große Bucht umgrenzte. Ich denke, daß nicht einmal der Taschakir-Schollen von Sultanabad eine Insel in dieser Bucht darstellte. Es ist viel wahrscheinlicher, daß auch dieser Schollen erst im Diluvium infolge der Flußerosion ans Tageslicht kam. Hier möchte ich meiner gut begründeten Meinung Ausdruck geben, nach welcher die größte Ausdehnung des Kreide-Tertiärmeeres nicht die Form der dalmatinischen Meerengen dar-



stellte. Das Meer erstreckte sich damals wahrscheinlich bis zum Tarim-Becken. Die mächtigen Ablagerungen dieses Berges wurden seitdem von der einheitlich gehobenen und hoch gebliebenen Landschaft restlos abgetragen, in Fergana sowie im Tarim-Becken sind aber die Bildungen, die im tieferen Meer zur Ab-

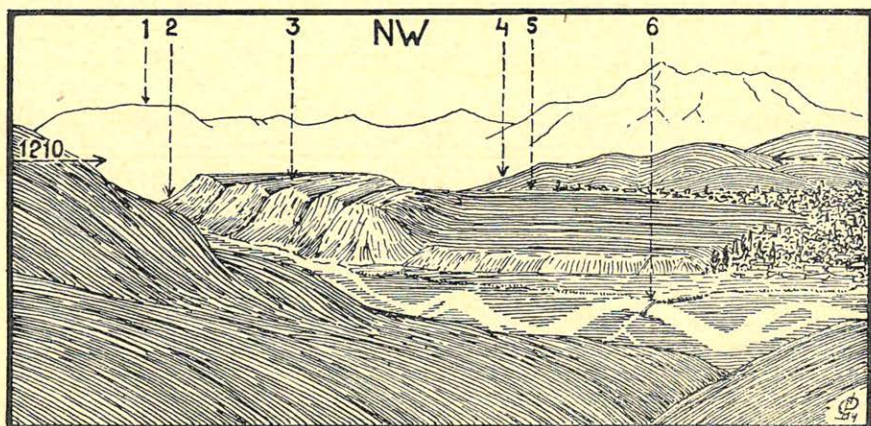


Abb. 16. Aussicht von dem Belatschik-Paß (2110 m) gegen die Terrassen des Ösgön-Beckens. 1: Taschakyr-Gebirge. 2: Die Einmündungsstelle des Djası-Flusses an der Kara-Darja. 3: Die pliozäne Kaschkaterek-Terrasse. 4: Serger-Su Tal. 5: Djası-Tal. 6: Kara-Darja Brücke vor Ösgön (980 m).

lagerung kamen und auch seitdem in tiefgesunkenen Becken lagern, erhalten geblieben. Deshalb denke ich, daß die größte oder epochale Ausdehnung des Kreide-Tertiärmeeres nur durch die Aufschließung von ausgesprochen ufernahen Sedimenten bestimmt werden kann. Die Fundorte der kretazischen-tertiären pelagischen Ablagerungen liefern nämlich nur spärliche Reste des ehemaligen Meeres.

In den nordöstlichen Teilen der in den Abbildungen 16, 9, 14, 15 und 11 dargestellten Ebene konnte ich noch zwei Gebiete untersuchen. Das eine Gebiet ist das des Djası-Flusses östlich von Ösgön, das andere das des Kogart-Flusses östlich von Dschalabad.

**Djası-Tal.** Das Djası-Tal (auf den Karten öfters als Djası geschrieben) tritt in 1350 m Höhe, 3 km oberhalb der Mündung des Sindan-Flusses aus der Fergana-Gebirgskette in das Fergana-Becken ein. Hier befindet sich eine große Verwerfung. Die NNW streichende Falte des dünnblättrigen Kalksteinschiefers (Nr. 2—203) wird von einer N-S-lich verlaufenden Verwerfung begrenzt. Unter der Verwerfung sind Tafeln von einem roten Konglomerat und Sandstein anzutreffen. Diese Verwerfung liegt an der Haupt-



bruchlinie des Ferganabeckens. Oberhalb der Verwerfung liegt die 3—4000 m hohe Gebirgslandschaft, unterhalb der Verwerfung aber nur ein höchstens 2500 m hohes Mittelgebirge und Berg-rücken. Die Bergrücken sowie das ganze Mittelgebirge werden von ungefalteten, unregelmäßig einfallenden, hauptsächlich aber nach Westen abgebrochenen kretazischen und tertiären Tafeln aufgebaut. Nach meiner Beobachtung schneidet im Süden diese Randlinie des Beckens das Hochgebirge scharf ab. Auf der Karte fällt diese Verwerfung mit der Bruchlinie des Bujga zusammen.

Die Verwerfung der Sindan-Bujga-Bruchlinie ist neogenen Alters. Dies geht auch daraus hervor, daß durch die Verwerfung die Hanhai-Schichten abgeworfen wurden. Wir wissen aber, daß diese Schichten zweifelsohne jünger als die eozänen marinen Ablagerungen sind. Ihre Mächtigkeit ist auch hier recht beträchtlich, sie erreicht vielleicht auch 1000 m. Ihre zerbrochenen Tafeln sanken von 2500 m hohen Bergrücken treppenförmig nach Westen ab, jedoch sind sie bei der Mündung des Köldük und Dongus (1200 m), wo sie an einer anderen Bruchlinie entlang endgültig in die Tiefe sanken, noch immer als 1500 m hohe Bergrücken erodiert. Die Breite der Zone des roten Konglomerats beträgt hier etwa 15 km. Innerhalb dieser Zone folgt in 22 km Breite die gewellte Ebene der pliozänen-diluvialen Aufschüttung bis zum Taschakir-Schollen (Ösgön). Terraßenreste findet man hier, die hunderte von Metern breit sind. Ein solcher Rücken zwischen dem Djasi und dem Karadarja stellt über einer sehr mächtigen Schicht eine 30 m dicke Bildung von reinem und sandhaltigem Löß dar. In der Nähe von Ösgön sind im Löß tiefe Hohlwege, an die sich wohl bei den Eingeborenen schreckenerregende Erinnerungen knüpfen, da meine Treiber in dieser Strecke sehr beängstigt zu sein schienen. (S. Abb. 63. u. Taf. VIII),

*Taram-Basar.* Die Einmündung des Kogart-Tales befindet sich am Rande des großen Beckens in 1550 m Höhe, etwas oberhalb der Mündung des Nebenbaches, namens Kisilsu. Die Falten des Grundgebirges brechen hier in mehreren Stufen ab und nicht so plötzlich wie im Djasi-Tal. Dahinter, in der Richtung des Paßes, befinden sich ebenfalls mehrere parallele Verwerfungen. Infolgedessen entstand in der Nähe des Zusammenfließens der Bäche Kogart, Aubek und Kaschkabek eine Bruchlinie, von der östlich die Schiefer vertikal stehen; westlich von ihr, an einer niedrigeren Stufe, ist die Faltung gegen die Tiefe zu sanfter gebogen. Auf dieser Stufe dehnt sich das Tal bedeutend aus, seine Sohle liegt in einer Höhe von 1705 m. Zwischen der zweiten und



dritten Verwerfung besteht die Faltung des Grundgebirges wieder aus vertikal lagernden Schiefen. Der Kogart durchbricht diese Zone in einer Schlucht und erreicht gegen 1480 m wieder ein breiteres Tal, ein kleines, von Schotter aufgeschüttetes Becken. Hier ist aber in der Faltung des Grundgebirges keine strukturelle

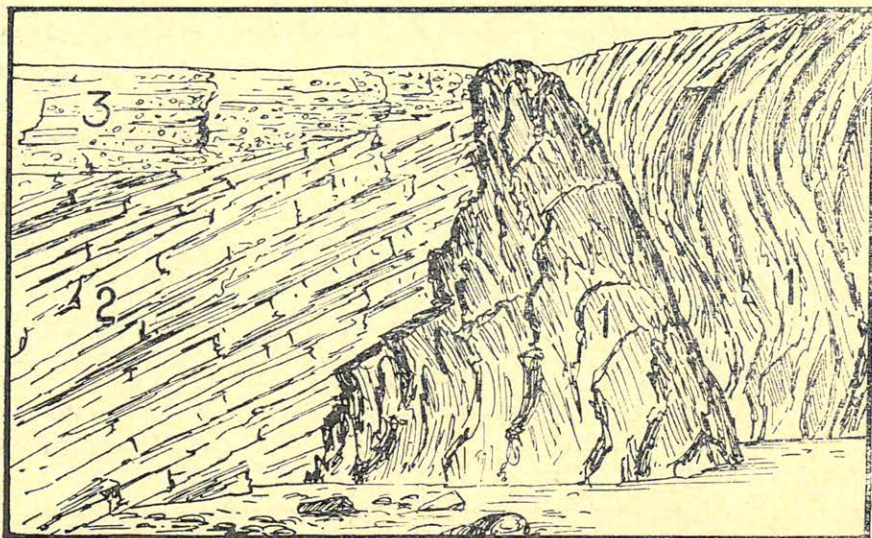


Abb. 17. In der Kogart-Schlucht vom Taram-Basar an der russischen Brücke. 1. Paläoz. (Karbon?) Schiefer. 2. Grünsandstein. 3. Schotter.

Veränderung. Vor der zweiten Stufe steht hier ein Damm von zerbrochenen Schollen des Grundgebirges. Hier befindet sich die Hauptverwerfungslinie und auch die Grenze des zusammenhängenden Gebietes der nach Westen fallenden mächtigen roten Konglomeratbänke, der Hanhai-Schichten. Ich kann mich hier nicht mit den mesozoischen Bruchlinien von Musketow befassen, da mir keine Angaben für oder gegen seine Behauptungen zur Verfügung stehen. Meiner Ansicht nach können diese Bruchlinien sowohl mesozoische Brüche des Grundgebirges wie auch die neogene Belebung desselben darstellen. Soviel steht aber fest, daß in der letztgenannten Verwerfung am Rande der abgesunkenen dritten Stufe zu den vertikal stehenden Schiefen ein glimmeriger, kalkiger, sandiger Schiefer sich anschmiegt, der fast ungefalt ist. Darüber lagert ein rotes Konglomerat, das in derselben Richtung, jedoch sanfter, einfällt. Die Verwerfung hat auch diese posteozeänen Schichten verworfen. (S. Abb. 63. u. Taf. VIII).

Im Gebiete der dritten Stufe (zwischen den Höhen 1500 und



1250 m des Kogart-Baches) beträgt die Höhe der Hanhai-Hügel in der Nähe des Kogart-Tales etwa 1700—1800 m. Darin leuchten die Flecken des weißen Ostreen-Kalkes von weitem. Parallel mit den Schichten des eozänen Kalksteins lagern die roten Sandsteine, ihre Schollen werden vom groben, schotterigen roten Konglomerat bedeckt. Sie fallen alle unter 10—20° gegen Westen.

Die Breite der Stufe der paläogenen (eozänen) Zone im Kogart-Tal beträgt 10 km. Davor befindet sich gegen das Becken zu noch ein ziemlich breiter zerbrochener Schollen aus der Falte des Grundgebirges. Dies wird vom Kogart wieder in Form einer tiefen Schlucht durchbrochen. In dieser Schlucht überschüttete der oberkretazische ufernahe Grünsandstein die Schieferfelsen des Grundgebirges, die am Festland verwitterten (Abb. 17). Das ist hier die tiefste Fergana-Schicht.

Da ich am Tarambasarer Tor des Kogart mehrere Tage verbrachte, konnte ich beiliegende Kartenskizze (Abb. 18) zusammenstellen. Hier ist der Rücken des Serün-Berges, der südlich des Kogart liegt, kaum höher als 1600 m. Dieser Berg besteht aus einem Schollen, der Falte von Karbonkalkstein und schieferigem

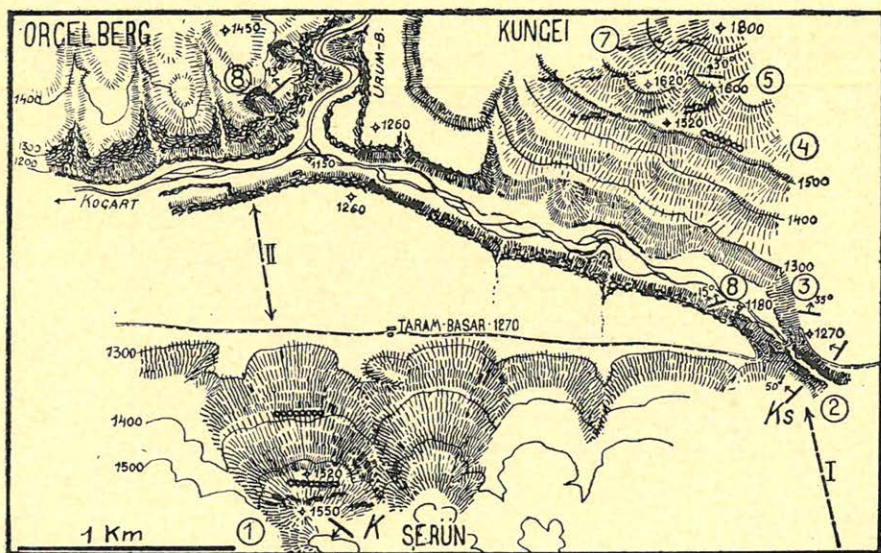


Abb. 18. Kartenskizze von Taram-Basar. I. und II. zeigen die Lagen geolog. Querschnitten. 1. Karbonkalkstein (K), 2. Kalkschiefer (Ks). 3. Kretaz. Grünsandstein u. Brekzie. 4. Sandiger Konglomerat. 5. Ostreenkalkstein. 7: Eoz. Konglomerat. 8: Hanhai-Konglomerat.

Kalkstein. An seiner Nordseite ist in 1520 m, ferner auf einer an-



deren Terraße in 1580 m Höhe ein Kalkkonglomerat vorhanden. Abb. 19 zeichnete ich an einer Stelle in der Nähe der Abb. 17. Sie zeigt die Lage der unteren Schichten des Grünsandsteins. Unweit der Brücke des Kogart (in etwa 300 m Entfernung) ist im Liegen-

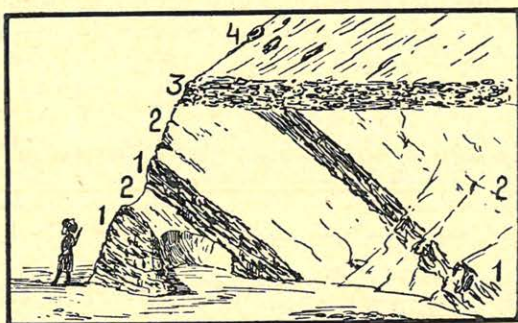


Abb. 19. Eozäner roter (1) und Grünsandstein (2) wechsellagernd in der Kogart-Schlucht beim Taram-Basar. 3: Terrassenschotter. 4: Schutthalden.

den des Sandsteins eine Brekzie, die aus den nicht abgerollten, kopfgroßen Stücken des Karbonkalksteins besteht. Nördlich des Kogart und gegenüber dem Serün-Berg, am Kungej-Berg, sieht man die Serie der Fergana-Schichten, Grünsandstein (Nr. 3), dann Verwerfung und sanfter fallender heller gelblichweißer, sandiger

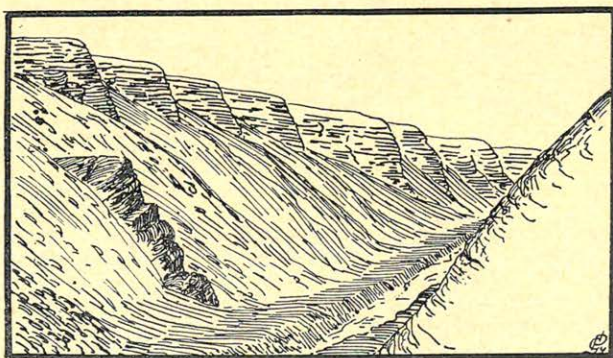


Abb. 20. Die Kogart-Schlucht beim Taram-Basar unterhalb der Urum-Mündung. Hanhai-Tafel, von Schotter bedeckt.

Kalkstein (Nr. 4), darüber konkordant lagernder ostreenführender dichter, weißer dickbankiger Kalkstein mit außerordentlich vielen Fossilien, die aber infolge des mangelhaften Erhaltungszustandes nur sehr schwer herauszupräparieren sind (Nr. 5). Alle diese Schichten fallen gegen Nordosten. Dann folgt ein graues Konglomerat aus den Stücken der vorher erwähnten Gesteine



(Nr. 7). Der dritte Berg im Nordwesten besteht ausschließlich aus dem roten Hanhai-Sandstein. Die Landschaft ist in solchen kleinen Schollen zerbrochen. Die Abbildungen 20 und 21 zeigen, daß das Bett des Kogarts unterhalb der Urum-Mündung in dieser roten neogenen Ablagerung eingeschnitten ist. Die Mächtigkeit dieses Komplexes beträgt mehrere hundert Meter. Dies ist das Gestein, das auch gegen den Paß die älteren Bildungen in einer mächtigen Schicht bedeckt.

## 2. Der Nordrand der Kaschgarer Bucht des Tarim-Beckens.

Die Berge zwischen dem Terekdawan und Tangitar bilden seit den Untersuchungen Stoliczka's vom geologischen Gesichtspunkte aus das klassische Gebiet Zentralasiens. Aus den beiden Profilen von Stoliczka sowie den Profilen von Bogdanowitsch und dann Keidel — obwohl sie alle nur wenige Einzelheiten ent-

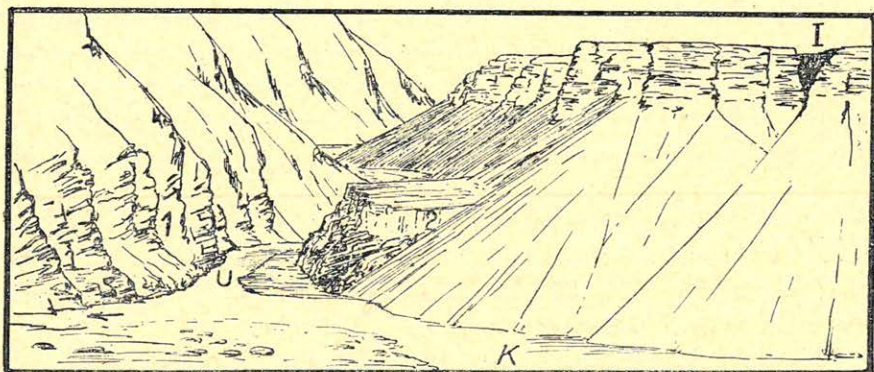


Abb. 21. Die Kogart-Schlucht an der Mündung der Urum. 1: Rotes Hanhai-Konglomerat. 2: Schotter (postglazial). I: Deckenschotter. K: Kogart-Fl. U: Urum-Bach.

halten — ist bereits im allgemeinen soviel bekannt geworden, daß hier eine Schichtgruppe, die in mehrere, miteinander parallel ablaufende, im allgemeinen W—Ö-lich streichende und hauptsächlich aus devonischen Schiefen und Karbonkalkstein bestehende Berggrate aufgeteilt ist, auf die eingesunkenen Hanhai-Schichten des Tarimbeckens überkippt ist, und auf auf eine Schichtserie, die hier unter dem Namen Artisch-Schichten bekannt ist. Stoliczka konnte hier drei Schichtgruppen feststellen. Im Norden ist folgende Serie zu sehen: Kalksteinbrekzie, Kalksteinkonglomerat, Riffkalkstein mit Crinoideen und Spiriferen, grauer dolomithal-



tiger Kalkstein mit Bellerophon und Productus semistriatus, dunkler Kalkstein mit Megalodus und zum Schluß grüner und roter Sandstein und schieferiger Ton. Unter dieser Schichtgruppe befinden sich ältere Schiefer, die Gesteine des Devons, während

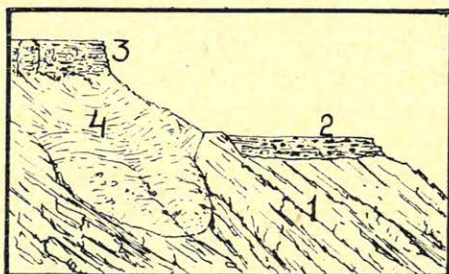


Abb. 22. Die Wand der Kogart-Schlucht in der Nähe der russischen Straßenbrücke beim Taram-Basar. 1: Grünsandstein der Fergana-Stufe. 2: Jungdiluviale Terrasse. (Bürkhan?) 3: Deckenschotter. 4: Eine Schwemmzunge des Grünsandsteins.

der Schichtkomplex selbst von jüngeren Eruptivgesteinen durchbrochen wurde. Der Schichtkomplex wird von den Hanhai-Schichten bedeckt, es sind aber auch Einsenkungen vorhanden, die von Schutt und Schotter ausgefüllt wurden. Stoliczka schätzte die Mächtigkeit der zweiten Schichtgruppe, die am Rande des Tarim-Beckens an den Hügeln der Oberfläche in 40—50 km Breite auftritt, auf 300 m. Ihre untere Hälfte besteht aus lakustrischem Sand und Ton, die obere Hälfte aus grauem Schotter. Die dritte Gruppe ist das Material der heutigen riesigen Schutthänge, in dem sämtliche Flüsse einsickern.

Meine Beobachtungen umfaßen die Strecken zwischen dem Maidan-Dag und dem Altin-Artisch, dem Altin-Artisch und dem im Tore des Üruk-Sai gelegenen Kisiløj-Karaul, dem Kisiløj-Karaul und dem Tschigatschak-Karaul, ferner die benachbarten Teile der Kaschgar-Ebene. Die ganze Länge dieser Route ist kaum weniger als 400 km.

Die Entfernung in der Richtung des Kiptschak-Su, der bald, nachdem er das Felsentor des Maidan-Dag verläßt, versiegt, beträgt bis zum chinesischen Zollhaus bei Tangitar 32 km. In dieser Strecke sind 7 Kalksteingrate vorhanden. Alle diese Grate sind schmal, steil, verhältnismäßig gleich hoch, und werden nur selten von mehr oder weniger schmalen Lücken unterbrochen. Zwischen dem Maidan-Dag und dem Argu-Dag (Zollhaus) werden die Berggrate von einem 32 km langen, ganz geraden Graben durchbrochen. Dieser Graben ist so gerade, daß man hier außer der



Erosion der Flüsse vor allem dem tektonischen Aufbau die wichtigste Rolle an seiner Ausbildung zuschreiben muß. Es ist hier eine Bruchlinie vorhanden und diese Behauptung wird auch durch die Tatsache bestätigt, daß einige der Grate plötzlich aufhören und in einem Felsenkap enden. Der Graben weist gerade nach dem Tarim-Becken hin und ist in seinem oberen Teil vollkommen wasserfrei. Im Frühling, zur Zeit der Schneeschmelze, kann vielleicht der Fluß um ein paar Schritte weiterkommen. Ich durchquerte diese Gegend am 2. Juni, also kurz nach der Schneeschmelze und fand den Graben ganz trocken. Das Wasser tritt nur etwas weiter unten, unterhalb der Spalte des dritten Grates, unter dem Tangitar-Masar ans Tageslicht. Von hier an versiegt das Wasser des Flußbettes nicht, daran haben aber die Bäche der drei Nebentäler den größten Verdienst.

Die Bruchlinie von Tangitar gehört zu den Radialbrüchen des Tarim-Beckens, jedoch nicht zu den großen Verwerfungen, weil sie die Struktur des Gebirges nur in kleinem Maße störte. Ihre Bedeutung besteht darin, daß sie den großen Umfang der mächtigen Verwerfungen, die an der gegenüberliegenden Seite des Tarim-Beckens in derselben Richtung verlaufen, beweist, ferner darauf hinweist, daß das Grundgebirge, das sog. Zwischengebirge des Tarim-Beckens, an den meridionalen Verwerfungen entlang noch Osten immer tiefer sank.

An der Bruchlinie VI des Maidan-Dag ist die Flexur noch recht stark. Die heutige Höhe des Grates ist 3400—3500 m. Es ragen hier die gegen Norden fallenden dicken Schichten des unterkarbonischen dunkelgrauen Kalksteins und des tonigen Kalksteinschiefers schroff gegen den Himmel. Das Felsentor des Majdan-Dag ist breit, in ihm sind Klippen vom vorher erwähnten Material in die graue Schotterwüste begraben. Der Nordrand der Wüste liegt 2380 m, der Südrand, 15 km weiter entfernt, 1950 m hoch. Es streckt sich hier ein ganz gleichmäßiger Schotterabhang aus. Der Schotter ist kaum abgerollt, im allgemeinen ist er scharf. Sein Material ist ziemlich einheitlich, es besteht fast ausschließlich aus hellgrauem, ja sogar schlohweißem oberkarbonischem Kalkstein. Aus dieser verebneten, vom Wind gewehten Steinwüste ragen stellenweise hausgroße, verwitterte Klippen hervor. Sie bestehen alle aus oberkarbonischem Kalkstein (Nr. 2—44). Auch der I. Gebirgsgrat, der in 2200 m Höhe sich weit nach Westen erstreckt, hier aber in einer Felsenwand endet, besteht aus den gegen Norden fallenden Tafeln des oberkarbonischen Kalksteins. Infolge der Senkung entstand unter dem Majdan-dag also



eine um fast 2000 m niedrigere Treppe, sodaß diese Linie als *Hauptverwerfung des Tarim-Beckens* betrachtet werden kann.

Die Höhe des Grates II ist 2500—2600 m. Der Grat stellt eine Felsenwand dar, die mehr verschert ist als die oben erwähnte. Die Oberfläche der Schotterwüste von Majdan liegt unter dem Grat II nach meiner Messung in 2030 m Höhe. Der Rücken bildet

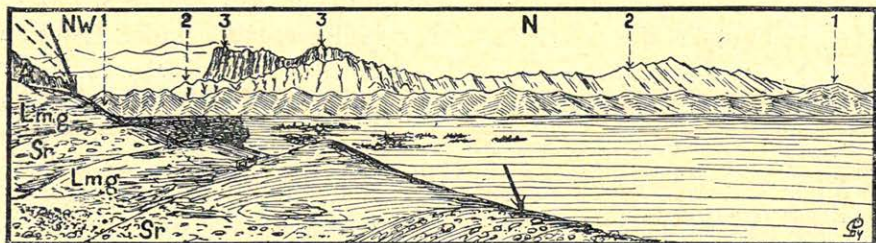


Abb. 23. Der Rand des Tarim-Beckens nordöstl. v. Kaschgar. Der Aussichtspunkt liegt an der Mauri-Tim Terrasse (1520 m) von Altyn-Artisch. 1—1: Die Bergkette des Argu-Tau, die VI. Stufe der Staffelbrüchen des Koktan-Tau, bestehend anscheinend aus roten Hanhai-Konglomeraten (Nr. 2—45). 2—2: Togatak-Tau (V. Staffelbruch), aufgebaut von oberkarbon. Brachiopodenkalkstein. 3—3: Tangitar-Tau (IV. Staffel) aus oberkarbon. Kalkstein. A: Ostende d. Tütürgü-Dagh, (VII. Staffel) schroffe Felsen aus Artysch-Konglomerat, durch dem Tangitar-Radialbruch abgeschnitten. In der Mitte des Bildes der große Schwemmkegel des Tangitar-Flusses mit den Oasen von Altyn-Artisch, sonst Halbwüste. Im Vordergrund eine diluviale Seeterrasse des Tarim-Beckens mit mehrfach wechselndem mergeligem Seelöß (Lmg) und Strand-schotter-Schichten. (Sr).

hier einen Tisch von grosser Breite, worin ein breit ausgewaschener Trog sich eintieft, sodaß sein Kanal im Felsentor des Grates II in 1920 m Höhe liegt. Das Gestein des Grates II ist ebenfalls ein Brachiopodenkalkstein oberkarbonischen Alters. Seine Schichten fallen gegen Norden unter 30—40°. Unter seinem Tor vereinigt sich von Osten der Ges mit dem von Westen kommenden Khak in einem schmalen flurartigen trockenen Graben. Das Wasser kann hier jedoch nicht sehr tief versickert sein, da unter den mit ein wenig Gras gedeckten Terrassen auch einige Pappeln zu sehen sind.

Gegenüber dem Tore des Grates II befindet sich das Tor des Grates III. Auch dieser Grat wird von den SW-NO streichenden, unter 50—60° nach Norden fallenden Schichten desselben Kalksteins aufgebaut. Dieser Grat ist bedeutend höher als der vorher besprochene. In der Karte von Stein wird er als Kara-Tagh erwähnt. Nach Stein ist der eine Gipfel dieses Berges 2360 m hoch. nach meiner Beobachtung aber erreicht die sehr steile Felswand im Westen auch eine Höhe von 2700 m und endet dort sehr steil



(Abb. 23). Diese Tatsache weist darauf hin, daß parallel mit der Tangitar-Bruchlinie auch andere Verwerfungen verlaufen. Unter dem Durchbruch des Grates IV ist in 1840 m Höhe das Tangitar-Masar und Karaul. Hier entspringt aus dem Schottergrund das Wasser der Oasen Argu und Altin-Artisch und zwar aus der durch die unterhalb des Masars liegenden Felsenschwelle verursachten Stauung. Gröber fand hier einen Kalkstein unterkarbonischen Alters (25 — S. 47), ich konnte aber nur die dicken Schichtbänke des oberkarbonischen Kalksteins beobachten.

Das empörquellende Wasser von Tangitar dürfte größtenteils vom Ges-Graben stammen. Der trockene Graben des Ges unterwäscht den sich aus dem Tor des Grates II erstreckenden Graben um ein Meter auf der Weise, daß das Wasser dieses Grabens in den Ges gelangen muß. Jedenfalls geschieht dies nicht in jedem Jahre so. Vor dem Felsentor von Tangitar erblicken wir wieder ein neues Bild. Hier liegt eine mindestens 200 m mächtige Schotter-

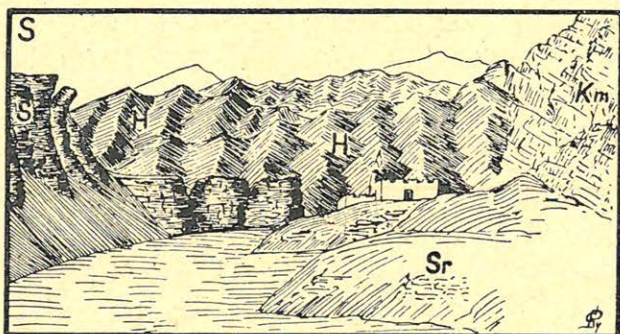


Abb. 24. Das Tal Tangitar vom Fort Tangitar aus gesehen (1840 m). Km: Oberkarbon. Brachiopodenkalkstein. H: Rotes Hanhai-Konglomerat. S: Altdiluviale Deckenschotter. Sr: Jungdiluv. Terrassenschotter.

schicht, die hauptsächlich aus stark abgerolltem, grauem, fluvialem, regelmäßig geschichtetem Schotter besteht. Diese Schottermaße schmiegt sich so an die Felsenwand des Tangitar-Dag an, als wenn sie vom Fluß, der den Sockel der Felsenwand erodiert, abgelagert worden wäre (Abb. 24). Diese diluviale Schotterschicht ist ein Beweis für die ehemaligen klimatischen Verhältnisse, infolge deren das Wasser der großen Flüsse die Schuttzone im Südteil des Tien-schans erfüllte, dort, wo heute eine vollkommene Wüste vor uns steht. Die auf 2040 m geschätzte Höhe der Schottermasse stimmt fast ganz genau mit der des früher erwähnten nördlichen Schutthorizontes überein. Unterhalb der



Schlucht von Tangitar liegt die mächtige diluviale Schotterdecke auf dem roten, grobkörnigen Hanhai-Konglomerat. Daraus besteht der Grat VI, jedenfalls ist die Spalte des Grates, die auf der Bruchlinie liegt, von dieser Bildung ausgefüllt. Soweit es von der Talsohle aus zu beurteilen war, bestehen die Grate V und VI nicht in ihrer ganzen Masse, sondern nur in den nahe liegenden Teilen, aus dem Hanhai-Konglomerat. Im Hintergrund findet man auch hier Kalksteinfelsen. Erst unter dem Grat V ist ein Seitenbach vorhanden, worin ständig Wasser zu sehen ist. Dies ist der Djagosü-Togatak. Die Täler erweitern sich unter dem Tangitar unter jedem Grat. Auch der Djagosü-Togatak mündet in 1690 m Höhe in ein erweitertes Tal. Hier kam eine kleine Oase von etwa 2—3 qkm Größe zustande.

Der Grat VI ist der Togatak-Dagh. Auch er ist eigentlich eine schmale Felsenwand, jedoch etwas niedriger als der Tangitar-Dag (Abb. 23). Seine nach Norden fallenden Brachiopodenkalksteinschichten stehen noch steiler. Die Entfernung zwischen Grat VI und Grat VII beträgt kaum 5 km. Zwischen den beiden Graten ist ein breites Tal, das dem Grat VI eine lange Strecke hindurch folgt. Auch dieses Tal wird vom grauen Schotter und kalkigen Konglomerat ausgefüllt. In diesen öden breiten Trog mit Schotterhügeln wusch sich der Terek-Fluß sein Bett; der Fluß vereinigt sich hier mit dem Tangitar-Fluß. Der letzte karbonische Grat ist der Togatak-Dag. Der Grat VII ist schon ein aus grauem Artisch-Konglomerat herausgemeißelter Gebirgsgrat. Die Senkung des Tarim-Beckens ging jedoch so heftig vor sich, daß auch diese zweifelsohne jungen, jedenfalls neogenen Schotterschichten gefaltet wurden und mit heruntersanken. Die Artisch-Schichten stehen in der Nähe des chinesischen Zollhauses von Argu fast senkrecht, weiter nach Norden unter 45° gebogen. Die Struktur weist hier ein Bild auf, auf Grund dessen man an einen durch die im Süden sich senkende Masse hervorgerufenen randlichen Aufschub denken muß.

Im 1600 m Höhe überschreitet der Tangitar-Su die Bruchlinie des Argu-Dagh und erreicht einen großen, 9—10 km breiten und sehr langen Graben, der gegen Westen über dem Kisiloy-Becken von Kandschugan bis zum Kisil-Dawan der großen Karawanenstraße von Terekdawan reicht, in dieser Richtung also mindestens 100 km lang ist, sich aber auch nach Osten noch mindestens in 30 km Länge fortsetzt. Dieser Graben ist an seinem Ostende offen und führt zu den berieselten Feldern des Kalta-Jailak (1230 m). Der Graben ist eigentlich eine in den Artisch-Schichten zustande



gekommene Verwerfung. Er ist fast bis zu seinem Ende eine Schotterwüste, es befinden sich in ihm lediglich einige Oasen, von denen die Argu, am Wasser des Tangitar-Su, am grössten ist. Der Graben wird an seiner Südseite von langen Felsgraten umrandet. Ich konnte drei solche Grate feststellen. Die Grate, die infolge einer einzelnen Verwerfung zustande kamen, bilden eine einzelne Reihe, die nur von breiten Toren sowie eingestürzten und von Flüssen erodierten Quergräben aufgeteilt wird. Der östliche Abschnitt ist fast 40 km lang. Er ist an der Querbruchlinie des Tangitar-Su der Grat VII. Der Rest des Wassers aus den Berieselungskanälen der Argu-Oase fließt durch das Tor des Grates VII. ins Bett des Tangitar-Su zurück. Das Bett des Flusses bleibt an der Bruchlinie und durchquert ohne Brechung die lange Grabensenke. Eine einfachere und besser erklärte Struktur ist für die treppenförmig abgesunkenen Becken gar nicht auszudenken. In Argu liegt die Sohle der Grabensenke in 1510 m. Der nördliche Eingang des südlichen Tores ist in einem in 5 Terrassen erodierten Graben in 1470 m. Das Tor selbst ist 6 km lang. So breit ist auch der Grat VII. Der Aufbau dieses Grates unterscheidet sich jedoch von dem des Grates VI darin, daß hier unten bzw. an der Nordseite als ein Vertreter der Hanhai-Schichten ein rötlicher, kalkiger, dünngeschichteter, fast schieferiger Sandstein vorhanden ist (Nr. 2—45). Dieses Gestein liegt monoklinal. Seine Schichten fallen unter  $60-80^\circ$  gegen Süden. Gröber fand an diesem Berg einen mit dem Sandstein wechsellagernden Mergel. An den stark geneigten Schichtköpfen des älteren Hanhai-Sandsteins lagert das sanfter, unter  $20^\circ$ , aber ebenfalls nach Süden fallende Artisch-Konglomerat. Aus dem Konglomerat entstand eine reichgegliederte



Abb. 25. Die Wüste Artisch. Im Vordergrund die Oase Artisch (1650 m).  
1 Tangitar-Tau. 2: Togatak-Tau.

Felsenlandschaft von mannigfaltig ausgebildeten Felswänden und Türmen wie in der sächsischen Schweiz.

Südlich des Grates VII ist wiederum eine Grabenverwerfung zu sehen. Ihre Breite ist fast genau dieselbe wie die des Argu-Grabens. Die Länge beträgt aber weniger. Der Tangitar-Su erreicht dieser Graben am Ostende des Grabens, östlich vor hier beginnt bereits die Ebene des Tarim-Beckens. Die Oase Altyn-Artisch verteilt auf



ihrer durchschnittlich 1300 m hohen Ebene das Wasser des in die Grabensenke nach Osten ablaufenden Tangitar-Su (Abb. 25). Nach Westen läßt sich die Grabensenke über das Artisch-(Usun-Artisch-) Becken bis zum Min-Djol-Becken verfolgen. Die große Karawanenstraße von Fergana durchquert auch dieses letztgenannte Becken. Die Länge des Tales kann also höchstens auf 90 km geschätzt werden. Das Tal ist aber nur deshalb so kurz, weil diese Länge der Gesamtlänge der die Grabensenke im Süden begrenzenden Grate entspricht.

Weiter nach Westen ist dieser Grat entweder unbekannt oder aber er verwischt sich in seiner Umgebung. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, daß der Grat des Kisil-Su, Igir-Taldy genannt, der vom Aigart-Plateau ausläuft, die Fortsetzung des Grates VII bildet und in dieser Rolle nur deshalb nicht auffällt, weil die Lücke, die infolge der Quersenkung zwischen ihm und dem Aktasch-Dag von Artisch entstand, hier schon zu breit ist.

Der Grat VII ist eigentlich eine belanglose Hügelreihe. Ich kenne nur den Bau seines östlichen Ausläufers, des sog. Mauritim (Abb. 23). Der Grat VII, der von meinen Treibern als Tütürgü bezeichnet wurde, scheint ein Schollen von Artisch-Schotter zu sein. Er ist ein 1700—1800 m hoher Rücken, dessen neogene, graue, kalkige Konglomeratschichten größtenteils ungestört liegen. Am Ostende bricht er nach der Richtung der breiten Ebene der Altyn-Artisch-Oase unter  $50^\circ$  ab. Ein äußerer Bruch schneidet auch diesen Abbruch ab, sodaß neben das Artisch-Konglomerat eine ganz junges, 30 m hohes, unter  $10\text{--}20^\circ$  nach NO fallende Stufe liegt. Diese Stufe, die als eine Seeterrasse erscheint, wird vom doppelt wechselnden groben Flußschotter und Lößmergel aufgebaut. Der Rücken der Terrasse liegt in 1320 m. Er wird von einer Flugsandwüste umgeben. Auch die Verwerfung von Mauritim fällt gerade in die Richtung der Tangitar-Bruchlinie.

Wenn wir also die charakteristischsten Merkmale des Profils Kiptschak-Paß-Tangitar betrachten, ist zu ersehen, daß das Aksaj-Plateau gegen das Tarim-Becken, von einer nach oben gerichteten Verwerfung am Südrande des Plateaus abgesehen, offen ist. Zwischen dem Plateau und der Ebene ist ein treppenförmig abgebrochener Rand vorhanden, an dem sowohl in der Struktur als auch in dem Geländebild *sieben* genau erkennbare Treppen festzustellen sind. Die erste Treppe wurde bis 4500 m aufgeschoben, sie ist die Terektin-Dagh-Treppe. Eine Vorzone dieser Treppe ist der Korumdu-Dag, dessen Rücken in 4200 m Höhe liegt. Diese Treppe ist 16 km breit. Die zweite Treppe ist die Kendjovig-



Treppe, ihre Breite beträgt 10 km, ihr Rücken liegt in 3900 m. Die dritte ist die Maidan-Dag-Treppe mit 15 km Breite und 3500 m Rückenhöhe. Die vierte ist die Tangitar-Treppe, deren Breite 17 km und Rückenhöhe 2500 m beträgt. Diese vier Treppen sind ausschließlich oder zu mindest in ihrer Hauptmasse aus der oberkarbonischen Tafel ausgebrochen. Dasselbe gilt auch für die fünfte, die sog. Togatak-Treppe. Die Breite dieser Treppe beträgt 10 km, ihr Rücken liegt in 2300 m Höhe. Am Aufbau dieser Treppe nehmen jedoch in den eingeschalteten Stufen auch schon die Hanhai-Tafeln teil. Bei den ersten vier Treppen sind diese Bildungen noch vollkommen unbekannt. Die sechste Treppe ist die Argu-Treppe mit 19 km Breite. Ihr Rücken befindet sich in 1800 m Höhe. Sie ist eine Artisch-Tafel, nur am hochgehobenen Südrand lassen sich die Hanhai-Schichten erkennen. Die siebente Treppe ist die Tütürgü-Treppe, ihre Breite beträgt 13 km, ihr Rücken liegt in 2000 m Höhe. Sie ist eine ausgesprochene Artisch-Tafel. Ein gemeinsames Merkmal aller sieben Stufen besteht darin, daß alle Schichten, abgesehen von denen, die sich in der nächsten Nähe der Verwerfungen befinden, nach Norden einfallen. Das Bild dieser Abbrüche erinnert an das gegenwärtige Abbrechen von Lößwänden, weil die abgebrochenen Teile gegen die Verwerfung hinweisen.

Hundert Kilometer westlich von Tangitar zeichnete ich ein anderes Profil, das vom Inneren des Tienschan ohne Unterbrechung ins Tarim-Becken hinunterführt. Es kann also neben das Tangitar-Profil gestellt werden. Der Ausgangspunkt dieses Profils ist die Tschigatschak-Karaul, die bedeutende talsperrende Festung von Jakub-bek. Dies ist die größte Festung, die ich während meiner Reise sehen konnte. Das vom Dschehrüj ablaufende lange gerade Tal des Üruk-Sai trifft in einer Höhe von etwa 2800 m eine Gebirgskette und, obwohl dieses Gebirge an der gegenüberliegenden Seite eine ziemlich tiefe Spalte, den Tschigatschart-Dawan (höchstens 3400 m) aufweist, biegt das Tal doch nach Osten in ein tiefes schluchtartiges Tal ein. Etwa zwanzig km weiter, an einem 2700 m hochliegenden Punkt, fand der Üruk-Sai seinen Weg durch den südlichsten Teil des Tienschan zum Tarim-Becken.

Der Abschnitt zwischen dem Tschigatschak-Karaul und dem Tokmak-Tal ist also ein Längstal, sodaß auch sein geologisches Profil in der Streichrichtung der Gebirgskette verläuft. Dieses Längstal keilte sich mit starken Brechungen zwischen die Schiefer des Koktan-Tau ein. Ich konnte hier vier Gesteinsgruppen



feststellen, die einander gegenübergestellt in der Gebirgsstruktur selbständig auftreten. Die erste Gruppe besteht aus gefalteten wechsellagernden Schichten von dunklen Tonschiefern, dunkelgrauen Sandsteinschiefern und Quarzsandstein. Diese Gruppe wurde von mir von den übrigen Gruppen getrennt, weil an den Gesteinen dieser Gruppe die Spuren von Faltung und Preßung immer genau zu erkennen sind. Die Gruppe kann in allgemeinen als Gruppe der devonischen Schiefer betrachtet werden. Diese Devonschiefer sind um das von hohen, breiten und dicht aufgeschotterten Terrassen umgebene kleine Becken in eine Antiklinale gefaltet, die in der Richtung  $290^\circ$  streicht. Auf die Südseite dieser Antiklinale ist eine weniger-bezw. kaum gefaltete Quarzsandsteintafel aufgeschoben, die in die entgegengesetzte Richtung, also nach Norden fällt (Gesteine Nr. 2—133 und 2—134). Die Gebirgskette zwischen dem Tschigatschak-Karaul und dem Tarim-Becken ist dagegen in zwei Zonen von den Gesteinen der dritten und vierten Gruppe aufgebaut. Die dritte Gruppe besteht aus aderigen Kalkschiefern, in denen kieselige Bänke eingelagert sind (Nr. 2—132), ferner aus schwarz-weißen dünn blätterigem Kalkschiefer, der einer Karlsbader Oblatentorte ähnlich ist. Die Zone, die im Norden zwei Drittel der etwa 25 km breiten südlichen Gebirgskette ausmacht, wird von diesen wahrscheinlich unterkarbonischen Schiefer aufgebaut. An diesen Schiefer konnte ich keine starke Faltung feststellen, obwohl sie ziemlich steil immer nach derselben Richtung, nämlich nach Norden einfallen. Auf dem Schollen der Schiefer liegen im Tokmak-Tal die nach Nordosten unter  $30^\circ$  fallenden Tafeln des hellgrauen oberkarbonischen Brachiopodenkalksteins (Nr. 2—131), des Gesteins der vierten Gruppe. Es sind hier also über dem nach  $290^\circ$  streichenden Grundgebirge die nach Norden aufgeschobenen unterkarbonischen und oberkarbonischen Tafeln vorhanden. Hier existiert eine Bruchlinie, entlang deren keine treppenförmige, also einseitige Senkung, sondern eine Stauung zustande kam. Vom strukturellen Gesichtspunkte aus gehört dieser Bruch noch zu den strukturellen Linien des Koktan-Tau und nicht zu denen des Tarim-Beckens. Dies bedeutet soviel, daß diese Bruchlinie bedeutend älter ist als die des Tarim-Beckens. Damit hängt auch die Tatsache zusammen, daß sie auf die heutige Morphologie keinen großen Einfluß ausübt.

Der erste Randbruch des Tarim-Beckens wurde von mir in diesem Querschnitt im Inneren der südlichen Gebirgskette, in der Nähe des Nebentales Karaböktör, festgestellt. Längs dieses



Bruches, der offenbar neogenen Alters ist, sank die südliche Zone beträchtlich ab. Die Karaböktör-Verwerfung selbst wird durch die steilstehenden unterkarbonischen Kalkschiefer angedeutet. In diesen Schiefen wird oben am Bergabhang bei Karaböktör-Masar ein primitiver Bleibergbau betrieben. Entlang der Verwerfung verändert sich der Charakter des Gebirges. Südlich von hier

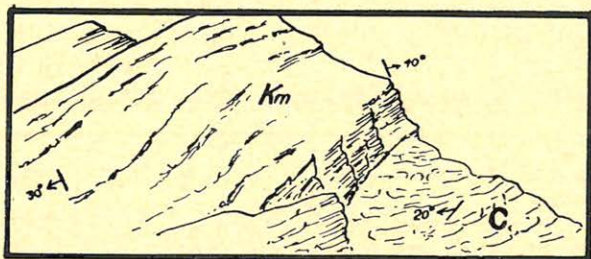


Abb. 26. Die Überschiebung des oberkarbon. Kalkstein im Satma Tal, in einem Nebental des Üruk-Sai. (2500 m). Km: Bläulich grauer Oberkarbonkalkstein. C: Neogenes Artisch-Konglomerat.

sind bereits die bekannten sanft gebogenen, hellgrauen Tafeln des oberkarbonischen Kalksteins zu sehen. Die Tafeln fallen in der Nähe der Verwerfung mit  $30-40^\circ$  nach Süden, dann etwas weiter entfernt nach Norden, ungefähr mit demselben Einfallwinkel, dann folgt ein Südfallen unter  $10^\circ$ . An der Südseite der Gebirgskette biegen dann die Tafeln unter  $30^\circ$  nach oben, hier hören sie aber in der großen Verwerfung plötzlich auf und verschwin-

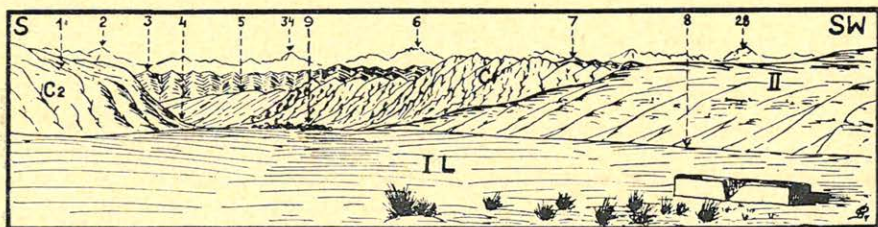


Abb. 27. Der unterste Abschnitt des Üruk-Sai Tales am Rande des Tarim-Beckens. Aussichtspunkt 2200 m. 1: West-Ende des Kenschüwer-Berggrates. 2: Der Pik Atojnok in dem Bolor-Dagh. 3: Das Ost-Ende der Aigart-Hochfläche. 4: Kisel-Oj Karaul. 5: Kisel-Su Tal. 6: Ulugart Bergspitzen des Bolor-Dagh. 7: Das West-Ende der Aigart-Hochfläche. 8: Der tief eingeschnittene Graben des Üruk-Sai Flußes. 9: Kenschüwer Oase. 34: Der Pik XXXIV (?) des Borkös-Gebietes des Bolor-Dagh. 28: Der Pik XXVIII (?) an der Buluk-Su in dem Bolor-Dagh. C 1: Artisch-Konglomerat. C 2: Der jüngere, wenig gestörte Schotter. I: Altalluviale Terrasse. II: Jungdiluviale (Burkhan?) Terrasse. L: Löß-Steppe mit Lasiogrostis-Büscheln und dem Khorck genannten Schafstall.



den in der Tiefe. In der Verwerfung konnte ich unter dem hellgrauen Kalkstein auch einen bläulich grauen Kalkstein beobachten. Fossilien fand ich keine; ich konnte weder den Megalodus-Kalkstein von Stoliczka, noch seine grünen und roten Tonschiefer vorfinden. Die von ihm beobachteten Kalkklippen, deren Höhe etwa 3000 m beträgt, erstrecken sich aber auch über die hier beschriebene Verwerfung. In der Verwerfung befinden sich unter dem Kalkstein die unter  $20^\circ$  nach Norden fallenden Bänke des Artisch-Konglomerats. Wie Abb. 26 zeigt, ist der Karbonkalkstein auch hier nach Süden aufgeschoben. Diese Verwerfung kann mit der fünften, also der Togataker-Bruchlinie des Profils von Tangitar, parallelisiert werden.

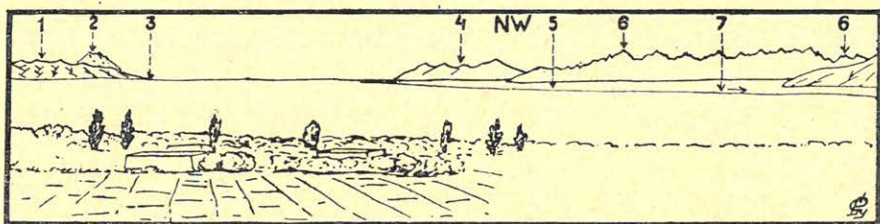


Abb. 28. Die Sandwüste Muschi von der Oase Togusak (1400 m) gesehen. 1: Der Schotterberg Muschi. 2: Berg am Ksil-Oj. 3: Karawanseraj Minjol. 4: Akdjar-Gebirge. 5: Karawanseraj Muschi. 6—6: Aktasch Gebirge. 7: Der Graben des Ksil-Darja, der Oberlauf des Kaschgar-Darja. Im Vordergrund bewässerte Reisfelder.

Der Üruk-sai tritt in 2200 m ins Tarim-Becken, unmittelbar in die Grabensenke, die sich von Argu bis hierher ausstreckt, wodurch der Rand des Tarim-Beckens scharf betont wird. Das Bild der Grabensenke ist in Abb. 27 dargestellt. Der Üruk-Sai erodiert in die Grabensenke auffüllenden Schotter einen 9 km langen Quergraben, aus dem er dann durch jenes Tor austritt, das in den Grat des Artisch-Konglomerats am Südrand der Grabensenke eingeschnitten wurde. Auch diese Abb. zeigt, daß vor dem Grat des Artisch-Konglomerats ( $C_1$ ) ein breiter Rücken der mit  $C_2$  bezeichneten Schotterschichten vorhanden ist. Man sieht ferner noch, daß auch im Tarim-Becken hinter dem Kisiloi-Tor sich solche Schotterhügel befinden. Dieselbe Landschaft wird auch in Abb. 28 von Südosten, von 50 km Entfernung dargestellt, wo man das mächtige Schuttfeld von Mindjol sieht, das sich durch das Kisiloi-Tor gegen den Kaschgar-Darja erstreckt und in einer Strecke von 45 km von 2100 m auf 1400 m abfällt. Westlich vom Graben des Üruk-Sai ist die Grabensenke 25 km lang (das „Kuz-



zil Oi"-Becken von Huntington) und östlich von ihr beträgt die Länge des Abschnittes bis zum Tojun-Fluß 15 km. Ich fuhr durch diesen östlichen Abschnitt, fand aber in ihm außer einer Quelle nur eine Wüste vor. Es ist in ihm eine aus den horizontal liegenden Schichten des Diluvialschotter herausgewaschene 9 km breite Hügellandschaft zu sehen. Die höchsten Gipfel erreichen 2500 m. Die Gräben schließen unter dem Schotter stellenweise die Bänke des Artisch-Konglomerats auf. Die Messung vom Fallen dieser Schichten erwies, daß die Grabensenke infolge des Einsturzes der Artisch-Schichten zustande kam. In den horizontal liegenden Schichten des pleistozänen Schotter befinden sich die Trümmer der Tafeln vom Artisch-Konglomerat. Einige Tafeln erlitten (in der Nähe des Tojun-Tales) auch einen Fall von 60°. Dasselbe Gestein blieb am Südrand der Grabensenke als 2600 m hohe Felswand in der Höhe stehen. Die Wand besteht aus einer Reihe stark gegliederter Felsenbildungen. Dieser Abschnitt des Grabens wird als Akdjar bezeichnet. Der Abschnitt der Grabensenke zwischen dem Tojun und dem Argu ist mir nicht bekannt.

Auch nördlich von Kaschgar, vor der Artisch-Wand, die die Grabensenke von Akdjar begrenzt, befindet sich ein anderer Graben. Dieser Graben ist dem eben besprochenen ähnlich. Er entspricht der Senkung von Altyn-Artisch im Tangitar-Querschnitt. In seiner Mitte liegt die Artisch-Oase, sein östlicher Abschnitt wird als Mindjol-Becken bezeichnet, obwohl es in seinem heutigen Zustande nicht mehr als ein Becken aufgefaßt werden kann, da es schon voll aufgeschüttet eigentlich nur ein isoklinaler Schotterabhäng ist. Auch die Südwand der Artisch-Grabensenke besteht aus dem Artisch-Konglomerat. Ihr westlicher Abschnitt wird von den Kaschgarern Aktasch genannt. Dieser Name entspricht der Tatsache insofern, als, von Kaschgar aus einer Entfernung von 12 km gesehen, die Hügelreihe beim starken Sonnenschein tatsächlich weiß erscheint.

Der östliche Abschnitt ist der in diesem Kapitel bereits besprochene Tütürgü. Eigentümlich ist die Tatsache, daß der 10 km breite Artisch-Graben von den Flüssen nicht gerade durchquert wird, wie dies beim nördlichen Nachbarfluß der Fall ist, sondern daß diese Flüsse miteinander parallel, entlang einer geraden Linie nach Südosten, nach dem Mittelpunkt des Tarim-Beckens, laufen. Ich glaube, daß diese Erscheinung stark beachtet werden muß. Man kann aus dieser Tatsache darauf folgern, daß die Treppen des Randes vom Tarim-Becken nicht gleichzeitig und nicht unter gleichen Bedingungen absanken. Die alten Gräben



und Talabschnitte wurden auch noch durch die Tiefe des Südens vertieft, während in der Ausbildung des jüngsten Grabens bereits das heutige Tarim-Becken eine große Rolle spielte. Dadurch

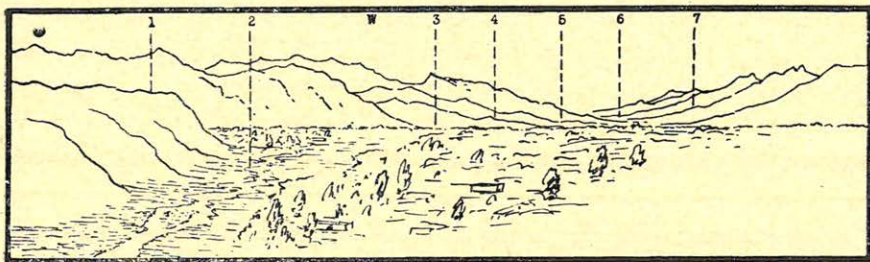


Abb. 29. Die Konglomerat-Berge von Artisch. Der Aussichtspunkt liegt am Rande des Tarim-Beckens an dem höchsten Punkt (1620 m) des Tütürgü Schwemmkegels nördlich von Kaschgar. 1: Das West-Ende des Aktasch Berggrates. 2: Artisch Fluß. 3: Djalkara Tal. 4: Tasch-Djilga Tal. 5: Karlagaschkole. 6: Akdjar Tal. 7: Tojun Tal. Im Vordergrund die große Oase Artisch.

erhielt auch sein Flußtal eine neue Richtung. Da diese südöstlichen Talabschnitte zweifelsohne ganz jung sind, muß auch an die sehr jugendliche Entstehung des Tarim-Beckens gedacht werden.

Der Tojun durchquert den Artisch-Graben mit seinem 30 m langen Bett fast schnurgerade. Die beiden Enden liegen in 2000 und 1600 m Höhe (Abb. 29). Von 2000 bis 1800 m Höhe fließt der

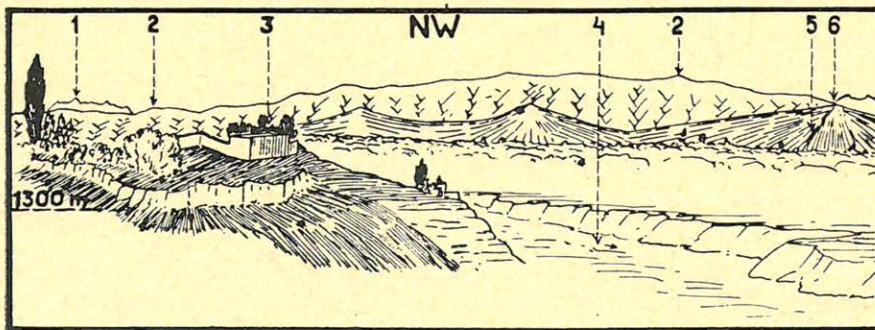
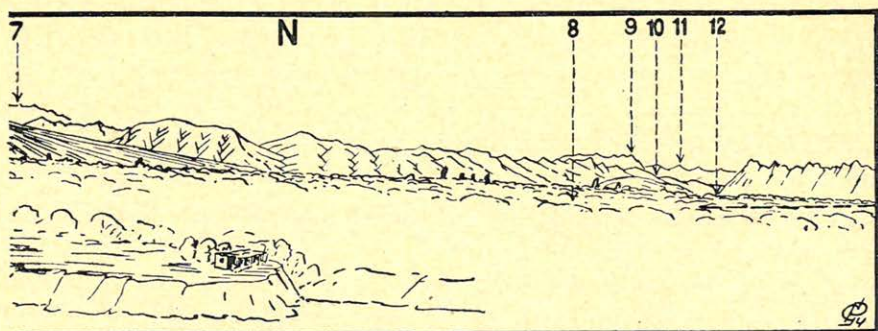


Abb. 30. a-b. Der Rand des Tarim-Beckens nördlich von Kaschgar. Im Vordergrund links der Tschina-Bag, der Garten des engl. Konsulats. Sämtliche Berge bestehen aus Artisch-Konglomerat. 1: Akdjar-Gebirge. 2—2: Aktasch-Gebirge. 3: Tschina-Bag. 4: Kisil-Su von hier an Kaschgar-Darja. 5. Der große Schwemmkegel des Tütürgü mit der nach Norden führenden Karawanenstraße. 6: Artisch-Tangar (Aussichtspunkt d. Abb. 29). 7: Kara-Dagh zu dem Grat VI gehörend. 8: Dorf Beschkerem. 9: Der Tangitar Berg. 10: Der Oase Argu. 11: Togatak-Dagh. 12: Der Oase Altyn-Artisch.



Fluß zwischen 40 m hohen Terrassen. Diese unterste Grabensenke ist durch den von Norden herstammenden Schutt viel mehr aufgeschottert als das nördliche Nachbartal. Richtiger gesagt, es kommt in der Morphologie des Tales vielmehr die nach Süden gerichtete gleichmäßige Neigung des Schuttes zur Geltung. Je jünger die Grabensenke ist, desto weniger veränderte sich ihre ursprünglich Form. Die Artisch-Oase befindet sich aber schon in der gegen die Mitte zu entstandenen Vertiefung, in einem abgesondertem Becken. Ihre Berieselungskanäle durchqueren dieses in zu einer Ebene aufgeschotterte Becken.

Der die letzte Grabensenke begrenzende Grat, die Fortsetzung des Grates VII von Tangitar, ist der Aktasch. Sein Bild ist in Abb. 50 dargestellt. Auch in dieser Skizze läßt es sich leicht erkennen, daß die Ebene des Tarim-Beckens von der langen, steifen geraden Bruchlinie des Aktasch durch breite Schuttkegel getrennt wird, bezw. daß sie von diesen bedeckt wird. Der Umstand, daß die Flüsse nach der tiefen Linie des Randes vom großen Becken aus fließen, weist darauf hin, daß das Tarim-Becken im Senken eine Ähnlichkeit mit der Großen Ungarischen Tiefebene besitzt. Die Ähnlichkeit besteht darin, daß der mittlere Teil des Beckens auch hier in kleinerem Maße sinkt als seine Randgebirge. Das Sinken ging also „en masse“ in einer Masse oder aber in beträchtlichen Tafeln vor sich. An den Bruchlinien, an den Rändern kamen die tiefsten Einstürzungen, Gräben,



zustande. Wo wenig Schutt, Schotter oder Sand vom Gebirge an den Rand kommt, entstehen am Fuße der Berge Teiche, Sümpfe oder für Berieselungszwecke geeignete Tröge. Damit kann erklärt werden, daß am Rande des Tarim-Beckens auf den hohen Beckenrandstufen an vielen Stellen diluviale, eventuell ältere oder jüngere lakustrische Ablagerungen zu finden sind.

Der Tojun erreicht die Ebene von Kaschgar in 1600 m Höhe



durch eine recht breite Spalte zwischen dem Aktasch und dem Tütürgü-Grat. Diese Spalte wird Artisch-Tangar genannt. Der Südrand des Schuttkegels in 1400 m Höhe befindet sich von hier in einer Entfernung von 13 km. Die Form des Schuttkegels ist

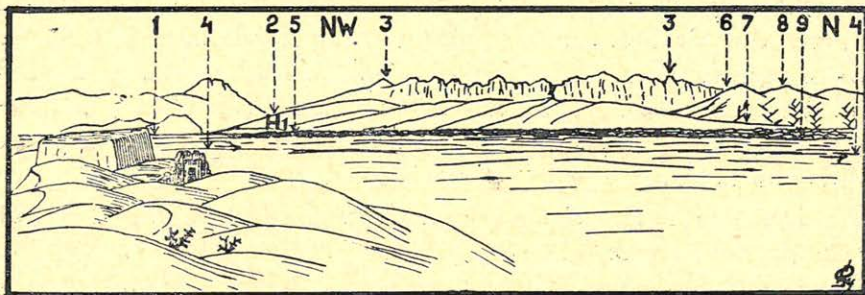


Abb. 31. Die westlichste Ecke der Kaschgar-Ebene. Im Vordergrund (1425 m) die Ruinen der durch Flugsand begrabenen Ortschaft Djulgün-Bugra nördlich vom Tasch-Malvk. 1: Soksöl-Bulak. 2: Kisil-Su und die Mündung des Kandschugan. 3—3: Der Berggrat Aktasch. 4—4: Der Lauf des Flusses Djaman-Djar od. Bosztan-Darja durch die Sandwüste Singarkasch. 5: Der Oase Opal. (1480 m) 6: Minjol Karaul. 7: Der Graben des Kisil-Su. 8: Muschi-Berge. 9: Der Oase Togusak. H. 1: S. Abb. 32.

nicht regelmäßig, da der Neigung der Ebene von Kaschgar nach Osten auch vom Schuttkegel des Tojun gefolgt wird, sodaß er gegen Beschkerem am Fuße des Tütürgü-Grates lang gestreckt ist. Der Tojun verläuft zwischen drei divergierenden Terrassen auch heute noch nach Beschkerem zu. Die Artisch-Konglomerat- tafeln des Aktasch und Tütürgü-Grates liegen zwischen zwei Längsbrüchen als ein hochgebliebener schmaler Steifen. An der Südseite betragen die Einfallwinkel nur 10—20°, gegen die nördliche Grabensenke aber 50—60°. Gegen den Artisch-Graben hin stürzen also die Artisch-Tafeln sehr stark ein.

Die westliche Bucht des Tarim-Beckens also dürfte im Neogen ganz dem Gebiet des Artisch-Konglomerats angehören. Dieses wird auch dadurch bewiesen, daß auch westlich von Kaschgar zwischen dem langen Grat des Aktasch und den Muschi-Hügeln eine breite, aufgefüllte Grabensenke vorhanden ist. Zwischen Kaschgar und Karanglik-Karaul führt der große Karawanenweg Kaschgar-Fergana über die Ausfüllung dieses Grabens. Auch an der Südseite der Grabensenke besteht das Material der Muschi-Hügel aus Artisch-Konglomerat. Der Schollen ist aber hier zu einer Hügellandschaft abgetragen worden (Abb. 31). Auch südlich der Muschi-Hügel muß eine Grabensenke vorhanden sein,



die dann vom Kisil-Su aufgefüllt wurde. Südlich des Kisil-Su und nördlich vom Soksöl-Karaul und Opal erhebt sich aus der schotterigen Ebene eine 25 km lange Reihe von 2—300 m hohen Artisch-Konglomerathügeln. Diese Hügel liegen ebenfalls gerade in der Streichrichtung des Aktasch. Obwohl die postdiluviale Aufschüttung hier sehr beträchtlich ist, können die Streichrichtungen 260—80°, die mit der Hauptachse des Tien-schan parallel

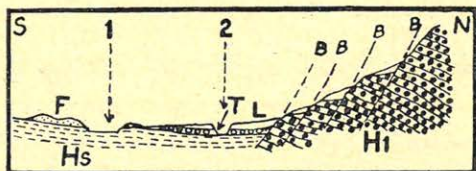


Abb. 32. Ein Querschnitt von der Soksöl-Bulak Mulde, 4 km westl. v. Opal. H1: Artisch-Konglomerat. B: Brüche. Hs: Seeablagerung, geschichteter Sand. T: Schotterdecke. L: Löß. F: Flugsand. 1: Ein Trockental des Tschimgen-Su. 2: Talschlucht des Soksöl-Bulak.

verlaufenden Bruchlinien, die Schollen und die sie begleitenden Grabensenken bis zum Bolor-Tagh verfolgt werden. Sie herrschen auch in der Morphologie der Ebene vor. Der in Abb. 32 dargestellte kleine Querschnitt ist für die ganze Landschaft sehr charakteristisch. Eine allgemein verbreitete neogene Konglomerat tafel brach und sank hier an den W-O-lich verlaufenden Verwerfungen ab, es entstanden Grabensenken und in diesen im Diluvium, wie dies in Abb. 32 dargestellt wird, viele langgestreckte Seen. Die breiten Schotterfelder, die alles verebnen möchten, der überall anwesende Flugsand sowie die in den Überschwemmungsgebieten gebundenen Lößfelder sind alle alluviale Erscheinungen.

### 3. Der Kurpe-Tau.

Im Westen ist der letzte von mir bekannte oberkarbonische Tafelberg des südlichen Tienschan der Kurpe-Tau. Er ragt im Süden vor dem Tschatyr-Köl und Arpa-Syrt empor und ist mit der Aksai-Hochebene benachbart. Im Westen, wie auch im Süden ist er von den Sujok Tälern begrenzt. Stoliczka, der die ersten in wissenschaftlichem Sinne brauchbaren Angaben über ihn brachte, nannte ihn Suek-Tau. Im Inneren dieses Gebirges war aber noch kein Fachmann. Da die Kirgisen keinen Paß durch dieses Gebirge kennen, ist seine Ausforschung eine Aufgabe für sich. Reiseunternehmungen, die ihr Ziel in weit entfernten



Gebieten haben, gingen alle an ihm vorbei. Auch ich umging ihn nur im Dezember des Jahres 1906 in grimmiger Kälte auf der Südseite, im Jahre 1909 im Monat Mai an der östlichen, im August an der westlichen und nördlichen Seite. (S. Taf. I–III.).

Die Länge des Kurpe-Tau beträgt nach meinen Aufnahmen (Taf. II) zwischen dem Toragart Paß (3880 m) und dem Sujok Paß (3990 m) 64 km. Seine Südseite ist eine Felswand einer einzigen mächtigen Verwerfung, über die ich meine weiteren Kenntnisse schon mitgeteilt hatte. (Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. Bd. XXXIII. Kap. 18). Diese Verwerfung bildet einen sanft gegen NW gebogenen Bogen von dem Tojun-Tübe Becken ausgehend. Er ist also ein Bindeglied zwischen den Hauptverwerfungen der Fergana-Kette und Kokkija-Ketten. Wir sehen hier einen mächtigen Bogen von mehr als 300 km. Dieser Bogen ist die Hauptachse eines Bruchsystems, das die Leitlinien der

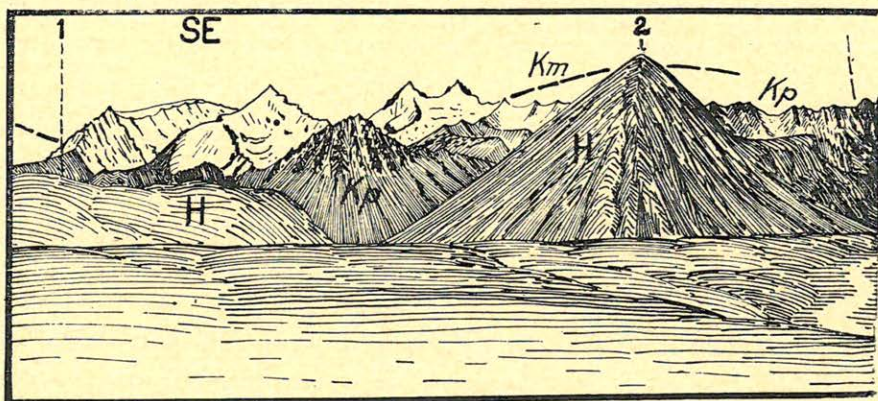


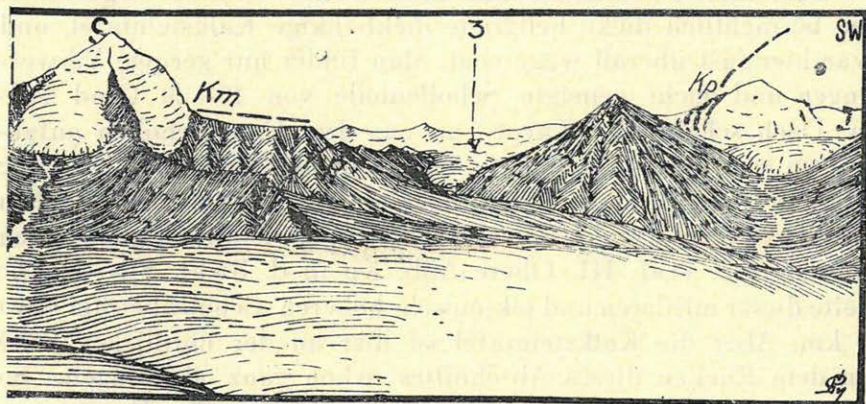
Abb. 33. a–b. Der Kurpe-Tau. Nordseite zwischen den Djalgalmaj und dem Kuguntasch Tälern. 1: Djalgalmaj Tal. 2: Berg Kisil-Tübe. 3: Kuguntasch Gletscher. Kp: Schwarzer Tonschiefer (Devon?). Km: Oberkarbon, hellgrauer Brachopodenkalkstein. H: Hanhai-Konglomerat. Im Vordergrund (3200 m) die Burkhan-Moränen.

Fergana-Kette und des Koktan-Tau, damit auch eine der Hauptwasserscheiden, hervorrief. Mit den paläozoischen oder jüngeren Faltungsachsen hat dieses System wenig gemein. Es gehört zur Gruppe der südlich-konvexen Bogenverwerfungen des südlichen Tienschan, und vermutlich nach Art zu der Gesellschaft der ostasiatischen Bögen.

Diese Verwerfung ist ganz und gar unabhängig von den altaidischen Faltungen von Suess. Dasselbe haben nach mir auch Gröber und D. Muschketow nachgewiesen. Die unterkarbonischen Faltungsachsen laufen vom Üjürmen-Tau, wo diese eine SW–NO



Richtung besitzen, nach Süden umschwenkend nach der Diagonale. Die östliche Seite des Kurpe-Tau ist durch einen Nord-Süd Bruch gebildet, eine Verwerfung, der das Tojun Tal seine Entstehung dankt. Vor dieser Ostverwerfung liegen flache Tafeln der Hanhai-Konglomerate eine sehr breite rote Wüste bildend. Dieser Bruch stellt eine der großen Querverwerfungen des Aksaj-Hochlandes dar, durch dessen Einfluß nicht nur das Tal Tojun, sondern auch die langen gleichmäßigen Täler des Uruk-Sai, Terek, Tangitar usw. entstanden sind. Einer von diesen spaltete auch die Ostseite des Kurpe-Tau ab, und zwar der von Keltebuk (Üjürmen-Tau) — Toragart — Tojun-Kisilkur. Diese gewaltige Verwerfung erstreckte sich weit gegen Norden und Süden. Diese begrenzt das Ostgestade des Tschatir-Köl. Das Keltebuk Tal, das das Üjürmen-Tau schief durchschneidet, hätte nicht ohne sie entstehen können. Unter dem Einfluß der Verwerfung wurde auch die Ostseite des Kurpe-Tau



eine gleichmäßige Felswand. Auch die Nordseite wird durch eine Verwerfung und zwar mit West-Ost Richtung gebildet. Im Westen kreuzen sich die Bruchlinien der Nord- und Südseite in einem spitzen Winkel. Ohne Übergang, schroff, sind alle Seiten des Kurpe-Tau. Gleichmäßig hohe Spitzen und Grate sind aus seinen oberkarbonischen, nur wenig gestörten, ungefalteten Kalksteintafeln herausgekerbt. Die Höhenziffern derselben scheinen durchweg 4500—4900 m zu sein.

Diese Strukturlinien allein verraten schon, daß die Verwerfungen kein hohes Alter besitzen können. Obwohl entweder die Kalksteintafeln, oder die am Fuße liegenden Hanhai-Konglomeratschichten allzu stark gestört zu sein scheinen, sind die Verwerfungen unbedingt doch jüngeren Alters. Auch der Kurpe-Tau vor mehrere Genossen im Tienschan, wurden nicht früher als im Miozän zu einem selbständigen Gebirgsstock ausgehoben.



Die nordöstliche Ecke des Kurpe-Tau heißt Koturtasch. In neun km Breite bestehen hier niedrige kahle Berge aus Porhyr und Biotitgranit (Nr. 2—137). Sie haben das Aussehen eines Vorgebirges. Hinter dem Koturtasch sind breite eisgeschliffene Täler vorhanden, in deren Hintergrund die hohe Bergwand des Kurpe-Tau emporragt. Im Vorgebirge liegt der Biotitgranit in nahezu 6 km Länge an der Oberfläche. Im Westen ist ein schwarzer Tonschiefer anstehend. Ich habe bis zum Berg Kisil-Tübe in einer Länge von 25 km keine anderen Gesteine gesehen. Die stark gepreßten, im allgemeinen steil aufgestellten, aber meist mit ihrem eigenen Schutt bedeckten Falten besitzen hier ein SW—NO Streichen. Diese Streichrichtung geht gegen Westen mit einem allmählichen Übergang in ein S—N Streichen über. Die Tonschiefer sind als devonisch zu betrachten.

Über diesen Schichten und Massen des Grundgebirges liegt eine beträchtlich dicke hellgraue dickbankige Kalksteintafel, und zwar hier fast überall wagerecht. Man findet nur geringe Verwerfungen und leicht geneigte Schollenteile von 10—20 Grad Fallen. Doch scheint der Kurpe-Tau aus drei Hauptschollen aufgebaut zu sein, weil in der Mitte, also in der Gegend des Kisil-Tübe Tales, in gleicher Höhe die Kalksteintafeln fehlen, hier bestehen sämtliche Spitzen und Grate aus schwarzen, metallisch glänzenden Tonschiefern. (Taf. III. Obere Abb. Kp in d. Richt. SE—S.) Die Breite dieser mittleren und tektonisch höheren Scholle beträgt etwa 10 km. Aber die Kalksteintafel ist hier an der nördlichen Seite von dem Rücken dieses Abschnittes schon ganz abgetragen. So stehen die schwarzen Felskämme nackt da wie eine Fortsetzung der Faltungsachse des Üjürmen-Tau. Auf derselben Stelle tritt, von dem Mus-Tör Tal an, der Hanhai Rotsandstein als Vorgebirge auf. Von dem Kuguntasch Tal an gegen Westen liegt auf dem Rücken der Schieferfaltung wieder eine breite oberkarbonische Kalksteintafel, die dritte Scholle klar zeigend. Es soll betont werden, daß an der Südseite des Kurpe-Tau in einer Länge von 50 km überall die Abtragungsränder der oberkarbonischen Kalksteintafeln herunter blicken.

Dem Aufbau nach, abgesehen von den kleinen Randschollen, besteht der Kurpe-Tau aus einem großen östlichen und aus einem kleineren westlichen Tafelschollen und aus einem mittleren, der nur am Südrande Reste aus der Transgressionstafel aufbewahrt haben soll. Nun aber diese drei Schollen mit verschiedenen hohen tektonischen Stockwerken sind gleich hoch abgetragen. Das kann



nur so erklärt werden, daß die drei Schollen schon vor der Ablagerung der Hanhai-Schichten gemeinsam zu einer Rumpffläche abgetragen wurden. Seither sind die drei Schollen fest zueinander

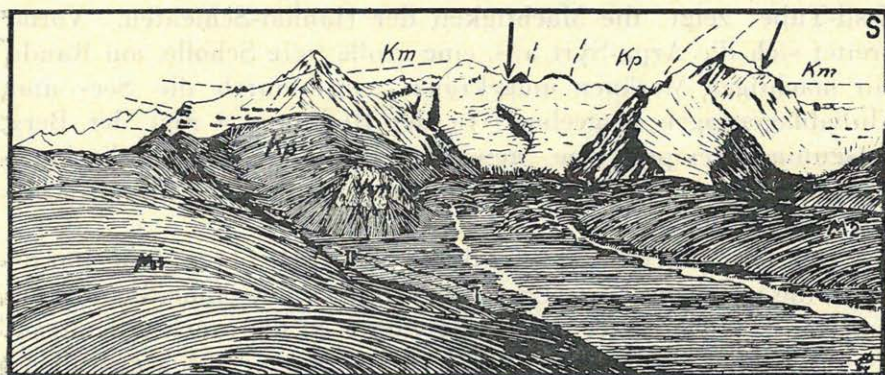


Abb. 34. Die Djagalmaj Gletscher des Kurpe-Tau. Kp und Km: S. Abb. 33. M1: Mittelmoräne der Burkhan-Gletscher des Mus-Tör und des Djagalmaj. M2: Seitenmoräne des Djagalmaj aus der Burkhan-Zeit. I. u. II: Altalluviale Terrassen.

gebunden geblieben, eine feste tektonische Einheit bildend. Die Abb. 33 erklärt diesen Aufbau. Der Gegensatz zwischen dem Schiefergrundgebirge und den oberkarbonischen Tafelresten sowie die im allgemeinen gleich hohe Scheitelhöhe sind recht klar zu sehen. Die glatte gerade Linie der Nordverwerfung bildet den

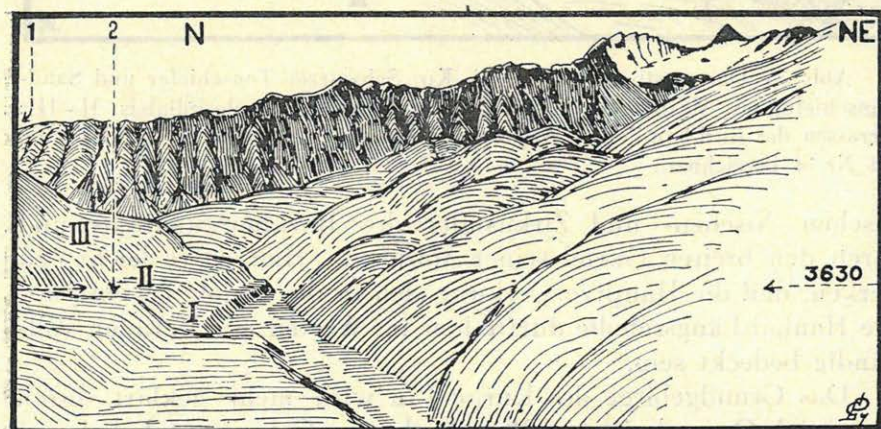


Abb. 35. Der Südabhang des Kurpe-Tau im westlichsten Abschnitt. Steile Brachiopodenkalkstein-Wände mit Nischen-Gletschern. Unten eine eingesunkene Tafel aus Angara-Sandsteinen mit 3 diluv. Terrassen. 1: Der östliche Sujok Paß (5900 m). 2: Tüs-Bel Tal.



gemeinsamen Steilrand des Hochgebirges. Vor dem Steilrand liegt das schmale Vorgebirge, hier aus Hanhai-Sandsteinen aufgebaut, ausgekerbt aus einem Längsschollen, der in der Nachhanhai-Zeit ausgespaltet und tief niedergesunken ist. Die Höhe des Berges Kisil-Tübe zeigt die Mächtigkeit der Hanhai-Schichten. Vorne breitet sich die Arpa-Syrt aus, eine große tiefe Scholle, am Rande mit mächtigen Moränen umgekränzt, sonst durch die See- und Flußablagerungen eingeebnet. In der Richtung S ragt der Berg Kuguntasch empor, eine gewaltige Pyramide aus oberkarbonischem Kalkstein, auf dem Schiefergrundgebirge liegend, mit schönen Kargletschern.

Ein fast gleiches Bild wird auf Taf. III. obere Abb. dargestellt, die westliche Fortsetzung der Abb. 33. Die einheitliche Höhe und der Tafelcharakter des Hochgebirges ist hier auch auffallend. Es wird kaum gestört durch die letzten, jüngsten, noch auffallend

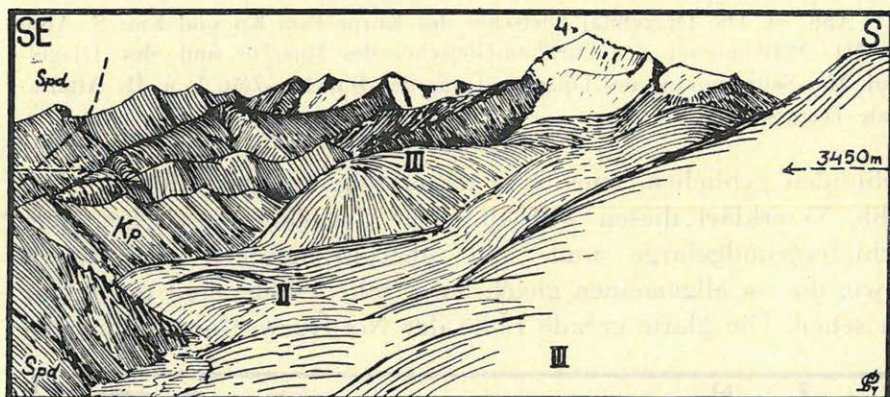


Abb. 36. Das westliche Sujok Tal. Kp: Schwarzer Tonschiefer und Sandsteinschiefer mit Marmorlagern senkrecht gestellt. Spd: Spilositdiabas. II—III: Terrassen der Burkhan-Zeit. 4: Sujok Berg. (An d. mittl. Abb. d. Taf. III auch mit Nr. 4 bezeichnet).

frischen Nischen- und Zirkustäler des Burkhan-Stadiums und durch den breiten Gürtel seiner Moränen. Hier ist es leicht zu merken, daß die Hauptverwerkung sich in das Sujok Tal einzieht. Die Hanhai-Längsscholle dürfte hier im Westen mit Moränen vollständig bedeckt sein.

Das Grundgebirge des Kurpe-Tau wird mehr geklärt durch den Sujok-Querschnitt am West-Ende des Gebirges. Ich habe es beobachtet, daß an dem östlichen Abschnitt des Vorgebirges, am Koturtasch, bis zu den Tschirmatsch Hügeln die Hanhai-Schichten fehlen. Die Tschirmatsch Hügeln, das ist das Westgestade des



Tschatir-Köl, sind von Hanhai-Konglomeraten aufgebaut. Hier kreuzen sich die Süd-Verwerfungen des Ujürmen-Tau und die Nord-Verwerfungen des Kurpe-Tau ebenso in spitzen Winkeln, wie die am Westende des Kurpe-Tau. Deshalb hat die Mulde des Tschatir-Köl eine dreieckige Gestalt angenommen. Die kleine Hanhai-Tafel am Tschirmatsch (1—200 m über d. Spiegel des Sees mit einer Scharte vom 3300 m) stellt eine durch die Verwerfungen des westlichen scharfen Abbruches des Ujürmen-Tau verursachte Längsscholle dar. Vor diesem Abbruch im Westen verbreitet sich der Arpa-Syrt zu 25 km.

Die Schichten und der Aufbau am Westende des Ujürmen-Tau und im mittleren Abschnitt des Kurpe-Tau scheinen ähnlich

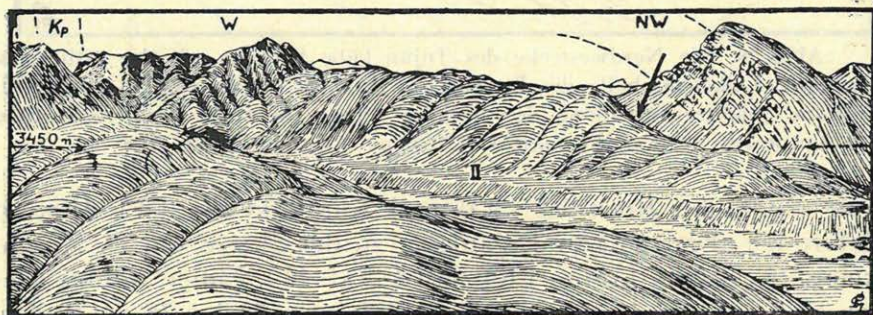


Abb 37. Tschong-Terek Tal, ein Nebental des westl. Sujok, mit dem eingesunkenen oberkarbon. Tafelstück (Km).

zu sein. Die gleichen schwarzen Tonschiefern mit weißen quarziti-schen und marmorisierten Einlagen sind oft zu finden. Die Gebirgsplastik wird aber durch die Bruch- und Schollenstruktur beherrscht. Diesbezüglich sind die altkarbonischen Faltungen fast ganz belanglos.

Das nördliche Sujok Tal liegt in einer großen Verwerfung, die eine Fortsetzung der nördlichen Randverwerfungen des Ujürmen-Tau bildet. Dieser Verwerfung dankt seine Entstehung auch das Tschong-Tör Tal und mutmaßlich auch das Alaiku-Terek Tal bis zu dem Becken Oj-Tal. Hier an der Nordseite des Tschong-Tör fallen ungefaltete dicke Bänke des Schwagerinenkalksteins mit 30—40 Grad nach Süden (Taf. III. Ob. Abb. Nr. 4). Weiter westlich befindet eine andere Scholle mit Fallen nach Osten. An der Südseite liegt aber in gleicher Höhe überall das Grundgebirge, devonischer Tonschiefer und große Massen von Spilitdiabas (N. 2—135). So wurde der Kurpe-Tau im Westen schief abgeschnitten.

In dem Grundgebirge sind hier an den Sujok Pässen neben den



Tonschiefern und Diabasen besonders auffallend auch die dicken Schichten des Marmokalksteins und kalkigen Glimmersandsteins (Nr. 2—136), überdeckt von Diabasen. Hier im Westen streichen die altaidischen Faltungen wieder in der Achse West-Ost. Die Streichkurven gabeln sich nach drei Richtungen des Ujürmen-

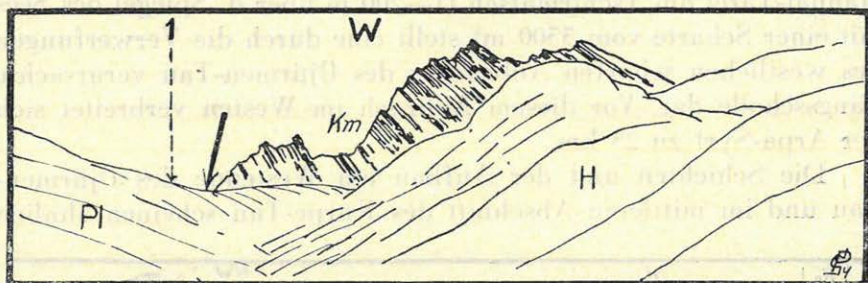


Abb. 38. Die Nordwestecke des Tojün-Tübe Beckens mit der östlichsten oberkarb. Kalksteinscholle des Kurpe-Tau. (Km). H: Hanhai-Konglomerat. Pl: Pliozäne Schotter-Ausfüllung des Beckens. Pfeil: Die südl. Hauptverwerfung des Kurpe-Tau. 1: Paß Karmateke. (3700 m). Aussichtspunkt: 3490 m.

Tau (NO), des Uruk-Sai (SO) und Karakuldscha (W). Hiermit liefere ich also eine gute Ergänzung zu der Skizze von D. Muschetow (N. Jahrb. f. Min. 1914. Bd. I. Taf. IV). Einige weitere Daten sind auf den beigegebenen Abbildungen 34 bis 38 zu finden.

#### 4. Das Große-Narin-Becken.

Die Längsscholle der Fergana-Gebirgskette liegt quer zwischen dem Fergana-Becken und jenem Beckensystem, das mit einem Namen als Großes-Narin-Becken bezeichnet wird. Leuchs wies in seiner kurzen Beschreibung (23, S. 60) darauf hin, daß in der Geologie über dieses Beckensystem nur so viel bekannt ist, daß hier über den stark gefalteten und zusammengepressten präkarbonischen Bildungen, deren Streich- und Achsenrichtung jedoch noch nicht festgestellt werden konnte, die Schichten der karbonischen Transgression lagern. Im oberen Teil des Unterkarbons sowie — wie dies Vadász auf Grund der von mir gesammelten Fossilien beweisen konnte — im unteren Teil des Oberkarbons, also etwa in der Mitte des Karbons, dürfte das ganze Gebiet vom Meer bedeckt sein. Bald darauf folgten wieder mächtige Krustenbewegungen, die dann mit großen Granitintrusionen im Zusammenhange standen. Seit dem Oberkarbon war das Gebiet immer Festland, seine Berge wurden zu einer Rumpffläche abgetragen.



es entstanden im Gebiet abflußlose Becken, deren Entstehungszeit jedoch noch nicht bestimmt werden konnte. In diesen Becken häuften sich die mächtigen salz- und gipshaltigen Ablagerungen der „Naryn-Formation“ an. Das Beckensystem wurde wahrscheinlich gegen Ende des Neogens durch den Narin-Fluß abgezapft und seitdem entstand an der Oberfläche der Narin-Schichten eine Halbwüste, ein „Badland“, mit ausgewaschenen und ausgewehten morphologischen Formen, die der ganzen Gegend eine gewisse Unruhe verleihen. In der Synthese des ganzen Tienschan sah jedoch Huntigton in diesem Beckensystem ein Plateau. Seine Auffassung wurde aber schon von Leuchs abgewiesen.

Ich durchquerte das Beckensystem der Länge nach zweimal, außerdem konnte ich seine östlichen und südlichen Endungen während meiner Reisen öfters studieren. Da ich mich aber vor allem mit dem Hochgebirge befassen wollte, konnte ich dieses Gebiet nicht eingehender studieren.

Wie dies bereits aus den Mitteilungen von D. Muschketow bekannt ist, scheint es auf Grund der Struktur der Fergana-Gebirgskette wahrscheinlich zu sein, daß der Bau des präkarbonischen Grundgebirges unter dem Beckensystem seiner Umgebung ähnlich sein dürfte. Die präkarbonischen W—O-lichen Faltenachsen des mittleren Tienschan und die ähnlich streichenden Falten des Alai-Gebirges wurden von D. Muschketow durch einen großen Bogen verbunden, der sich dem Streichen der Fergana-Gebirgskette anpaßt und nach Osten zurückbiegt. Diese Vorstellung ist zwar sehr geistreich, aber auch sehr gewagt, da in der Zeichnung die Faltenlinien nicht an die heutigen Beobachtungsstellen gebunden sind. Es wird ein derart gebogenes Bild gegeben, wie es in der präkarbonischen Faltung unwahrscheinlich ist. Eigentlich nicht die Annahme ist unwahrscheinlich, daß in jener Zeit Faltungen mit dieser Streichrichtung entstanden sind, sondern die Vorstellung, daß die Reste einer derartigen Faltung jenes Zeitalters hier an der ursprünglichen Stelle erhalten geblieben wären. Wie ich in der Fergana-Gebirgskette beobachtete, weisen die Streichrichtungen der präkarbonischen Faltung sehr scharfe Brüche auf. Es ist ein stark zerbrochenes Orogen, in welchem die Brüche nachträglich entstanden. Die heutige Achse der Fergana-Gebirgskette kann mit einer der Streichrichtungen in der präkarbonischen Faltung kaum noch zu tun haben, da diese Gebirgskette zweifelsohne eine zwischen neogenen Brüchen zustande gekommene Längsscholle darstellt und auf sie keine Faltung einen unmittelbaren Einfluß ausübte. Die Richtigkeit der Beobachtung



gen von D. Muschketow wollte ich damit noch gar nicht bezweifeln. Auch in der angegebenen Streichrichtung sind die von ihm beobachteten Biegungen vorhanden; meines Erachtens aber sind sie Flexuren, die entlang der Verwerfungen entstanden, weil sie parallel mit der Fergana-Gebirgskette bzw. mit dem Rande des Fergana-Beckens ablaufen. Das Große-Narin-Becken kam infolge der Einstürze der einheitlichen Rumpffläche des Tienschan zustande; infolge der Einstürze einer Rumpffläche, in welcher nicht nur alle morphologischen Erscheinungen der Faltung des präkarbonischen Grundgebirges verwischt wurden, sondern auch die oberflächlichen Auswirkungen der strukturellen Veränderungen von mittel- und oberkarbonischen marinen Ablagerungen, die diese oberflächlichen Auswirkungen einheitlich bedeckten, verschwanden. Vom geographischen Gesichtspunkte aus gehört auch die Gruppe der Becken vom Großen-Narin selbst zu den Gliedern des Tienschan, die *neogenen* Ursprungs sind, wie auch die um das Große-Narin-Becken und in ihm emporragenden Bergschollen.

Vom geologischen Gesichtspunkte aus gehören zum System des Großen-Narin-Beckens sämtliche Becken zwischen dem Terskei-Alatau und der Kokschal-Gebirgskette bis zur Fergana-Gebirgskette. Im engeren Sinne gehören eigentlich nur diejenigen Becken hierher — diese Auffassung entspricht auch dem geographischen Gesichtspunkt — die von *neogenen* lakustrischen oder fluviatilen Sedimenten bedeckt werden. Wahrscheinlich waren alle Becken längere oder kürzere Zeit hindurch Seen. Um diese Vermutung zu beweisen, müßte man noch ausführliche Studien durchführen, jedoch spricht die ganze Morphologie für diese Annahme. In der reinen Luft Zentralasiens kann man manchmal hunderte von Kilometern überblicken. Dadurch kann einigermaßen das Fehlen an guten Karten ersetzt werden. Die russischen Karten nämlich geben nur wenige Anhaltspunkte für den Forscher, da sie eigentlich nur den Verkehrszwecken dienen. Die Eindrücke, die man von großer Höhe und weiter Entfernung gewinnt, sind unvergeßlich. Das Bild zeigt den ehemaligen Grund von Seen, die groß und einheitlich waren, dann abgezapft und von den Tälern der Bäche, die nach einer bestimmten Seite der Becken hinlaufen, infolge der Umkipfung der abgezapften Becken in Täler gegliedert wurden.

Der Narin-Fluß durchquert die Becken in seinem 225 km langen Lauf fast genau immer in derselben geographischen Breite. Die gerade Linie seines Laufes ist besonders in dem 150 km-langen Abschnitt unterhalb der Mündung des Atbaschi-Flußes auffallend.



In diesem Abschnitt entstanden nur in der breiten Talsohle, in ihr ~~sozusagen~~ eingeschloßen, die Windungen des Flusses. Die Linie des Flußlaufes weist oberhalb der Mündung von Atbaschi zwei Brüche auf. Beide Fälle sind auf tektonische Gründe zurückzuführen. Sie kamen infolge des tektonischen Baues des Gebietes, nie aber infolge hydrologischer Ursachen zustande. Die auffallend gerade Linie des Narin ist offenbar eine Folge der Tektonik. Sie wurde weder durch die Form der Seen oder das Eiszeitalter, noch durch die Menge des Wassers oder die Verhältnisse des Falles unmittelbar bedingt. Auch die Form eines jeden Beckens ist so steif und trägt den Charakter der tektonischen Verhältnisse in sich. Dies ist ein allgemeiner Charakterzug der Becken.

Die allgemeine Verbreitung der Hanhai-Schichten auf den inneren und äußeren Bergen bezeugt, daß vor der Ausbildung der Seebecken im ganzen Gebiet eine rote Wüste existierte, die zeitweise von Torrenten durchquert wurde. Maß und Menge der Seebecken und der Aufschüttung weist einigermaßen auf ihre Entstehungszeit hin, da sie noch vor dem sog. Akkija-Stadium des Diluviums und nach der Einsenkung in die rote Wüste entstanden und so auch das Ende der Bildung von den Hanhai-Schichten determinieren. Die fahlgrauen und gelb-grauen Ausfüllungen der ehemaligen Seebecken unterscheiden sich in Farbe, Material und stratigraphischer Lage genau so von den unter ihnen lagernden Hanhai-Schichten, wie diese von den gleichartigen Artisch-Schichten. Fossilien, die auf eine ältere Periode als Pliozän hinweisen würden, sind bis jetzt aus ihnen nicht bekannt geworden. Vorläufig muß man also den Standpunkt vertreten, daß die rote Wüste sowie die Hanhai-Periode mit Ende des Miozäns aufhörten, gleichzeitig traten Senkungen ein und die Becken kamen zu dieser Zeit zustande.

Der Narin-Fluß erreicht ein Glied des Beckensystems bereits in 2500 m Höhe. Das ist das Nura-Becken. Über die Struktur dieses Beckens wurde mit der Beschreibung des Nura-Tau und Alamisch-Tau zusammen berichtet. Hier möchte ich nur so viel erwähnen, daß dieses Becken im Grunde genommen eine isoklinale, nach der südlichen Bruchlinie fallende, 18 km breite Grabensenke ist, die ausschließlich von den Hanhai-Schichten ausgefüllt wurde. Es kam hier nämlich ein Einsturz zustande, infolgedessen das Grundgebirge samt den karbonischen Hangendschichten im Gebiete des Einsturzes von der Oberfläche endgültig verschwand. Berge mit 1000—1200 m relativer Höhe (darunter ist der Berg



Orto-Nura 3300 m hoch) bestehen bis zu ihrem Fuß und darunter noch bis zu unbekannter Tiefe aus einem roten Sandstein. Diese Masse kann durch Einsturz der den Tienschan bedeckenden Gesteinsmassen in der Hanhai-Periode oder erst nach dem Einsturz, durch die Flüsse hier an sekundären Stelle abgelagert werden, jedenfalls war sie schon von der Ablagerung der „Narin-Schichten“, der pliozänen Schotter und übrigen lakustrischen Sedimente an dieser Stelle. Das halte ich für ganz sicher, da das Nura-Becken vom Großen-Narin-Becken durch eine Querverwerfung getrennt wird, die entlang der Itschkessu-Linie, 9 km östlich von Narin-skoje, abläuft. Die Hanhai-Berge des Nura-tau bilden neben dem Großen-Narin-Becken eine hohe Treppe. Von dieser Treppe

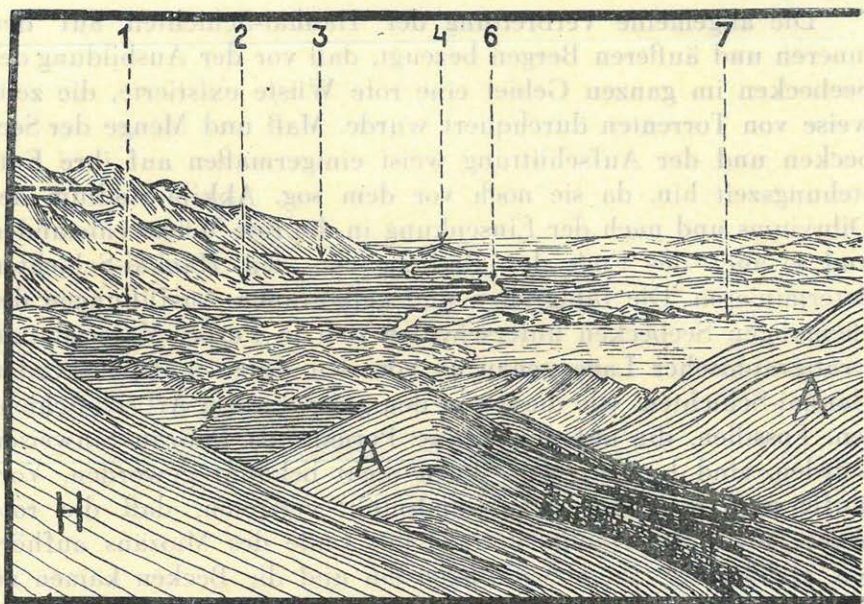
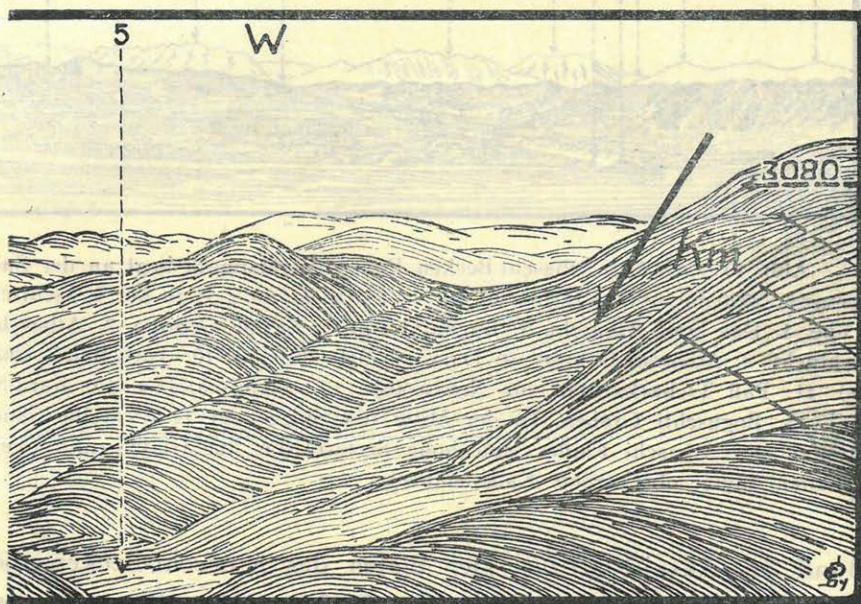


Abb. 39. a—b. Die Ostecke des Großen-Naryn Beckens. Links das Atbaschi-Gebirge. Der Aussichtspunkt liegt an dem Paß Itschke-Nura (3080 m) nördl. Narynskoje. 1: Die Akkija-Stirnmoränen des Gr. Naryn. 2: Djan-Bulak Tal. 3: Der Schwemmkegel des Atbaschi. 4: Kara-Bük Hügel. 5: Itschkesu Tal. 6: Der Naryn Fluß. 7: Onartscha. — Km: Oberkarbon. Kalkdolomit. A: Artysch-Schotter (Naryn-Formation).

brachte der Narin-Fluß noch vor der Akkija-Vereisung, vermutlich bereits im Pliozän, einen riesigen Schuttkegel unter die Verwerfung mit sich. Als Ergänzung des Schuttkegels reichten auch vom Nura-Tau und Alamischi-Tau Schutthänge herunter. Der Bo-



den des Nura-Beckens sank in der südlichen Hälfte des Beckens tiefer als in der nördlichen. Die Tatsache, daß der Narin-Fluß nach dem südlichen Teil gedrängt wurde, kann nur mit dieser Annahme erklärt werden. Dies geschah nach der Ablagerung des pliozänen Schuttkegels, da der Schuttkegel unterhalb der Mittellinie des Beckens gelegen war, über der heutigen 3000 m Höhe. In dieses weiche Becken floß dann der riesige Akkija-Gletscher des Narin. Heute sind nur noch sehr wenige Spuren von ihm zu sehen. Ich konnte jedenfalls nichts mehr davon beobachten. Nur die erodierten Teile der Stirnmoräne weisen darauf hin, daß der Gletscher über die östliche Grenze des Großen-Narin-Beckens noch etwa 23 km tief ins Becken hineindrang. Es ist



eine Aufgabe der zukünftigen Forschungen, nachzuweisen, ob die Ebenheit an der Südseite des Alamisci-Tau, die das Gebirge überall aufweist, beim Akkija jedoch endgültig aufhört, vom Gletscher abgehobelt wurde. Eine andere Frage ist noch die, ob auch der 3540 m hohe Rücken des Kaschka-Bel infolge der Arbeit des Gletschers entstand.

Die Aussicht vom Gipfel der Itschkessu-Verwerfung gegen das Große-Narin-Becken zeigt Abb. 39. (S. auch Taf. I.).

Ein zweites Glied des Randes vom Großen-Narin-Becken ist das Atbaschi-Becken. Vom tektonischen Gesichtspunkte aus ist



es eine selbständige und unabhängige Senkung; es gehört jedoch zu dem Beckensystem des Großen-Narin, da auch hier wie in den übrigen Becken die über den Hanhai-Schichten eines ariden Klimas lagernden Narin- oder Artisch-Schichten eines einigermaßen schon humiden Klimas der Landschaft ein charakteristisches geographisches Gepräge verleihen. Auch das Atbaschi-Becken ist eigentlich kein Becken sondern eine Grabensenke, wie auch alle übrigen Becken des Tienschan, selbst jenes des Issik-Kul. Es ist aber eine so breite Grabensenke, daß die schon übliche Bezeichnung „Becken“ ganz gerecht zu sein scheint. Das Ostende des Atbaschi-Beckens befindet sich in der Nähe der Stelle, wo Ulan und Baliksu zusammenfließen. Um 500 m höher liegt hier der

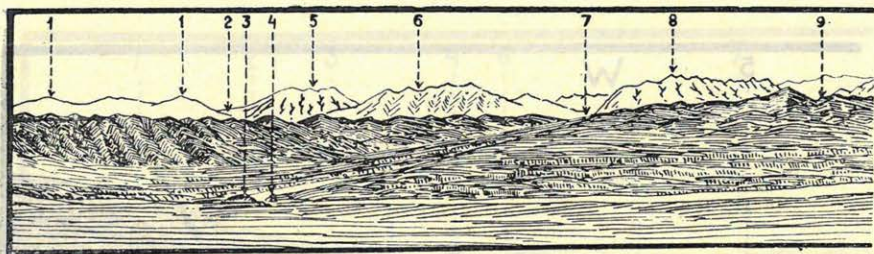


Abb. 40. a—b. Das Atbaschi Becken. Der Aussichtspunkt liegt an der Südterrasse (2520 m) vor dem Boguschti Tal. 1—1: Aktal-Tau. 2: Ulan-Bel. 3: Tschisch-Tübe. 4: Das Dorf Atbaschi. 5: Bugantal-Tau. 6: Sarbie Gebirge. 7: Atbaschi-Schlucht. 8: Atbaschi Gebirge. 9: Darvassa-Bel (2610 m). 10: Tatti-Bulak (2620 m). 11: Paß Tscharkaritma vor Narynskoje. 12: Alamischi-Tau. 13: Kara-Su Tal. 14. Boguschti Graben. In der Mitte der Skizze der lange weiße Sandstreifen des Atbaschi Flusses, und hohe Seeterrassen. Im Hintergrund (weiß gehalten) lauter oberkarbon. Kalksteinberge.

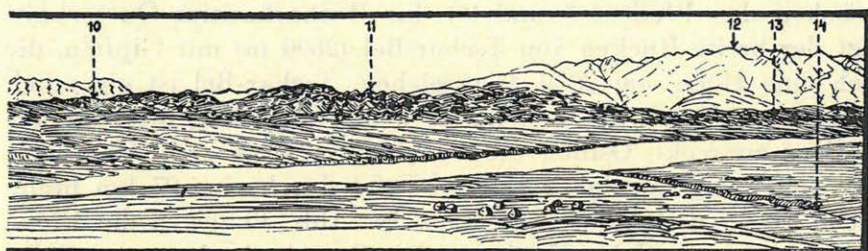
Rand des Aksaj-Plateaus. Der Boden des Atbaschi-Beckens befindet sich hier in einer Höhe von 2700 m. Das Westende des Beckens ist der Belkara. Seine Höhe beträgt 3200 m. Er ist der Rand des Arpa-Plateaus, jedoch so flach, daß man ihn kaum erkennen kann. Die Entfernung zwischen den beiden Punkten beträgt 150 km. Die beiden Enden des Atbaschi-Beckens liegen jedoch nicht in einer geraden Linie. Der östliche Flügel (den die Kirgisen eigentlich Atbaschi nennen) ist fast 90 km lang, der westliche 75 km. Diesen letzteren nennt man Karakoin.

Die Südseite des Atbaschi-Beckens besteht aus einer einzigen Gebirgskette, Üjürmen-Tau genannt. Sie ist eine Längsscholle, die



von einer W—O-lichen (davor ist der Atbaschi-Flügel) und einer WSW—ONO-lichen (davor ist der Karakoin-Flügel) Verwerfung begrenzt wird.

Der Atbaschi-Fluß fließt vom Atbaschi-Becken durch die die Bergrücken durchschneidende Schlucht in den Narin. Die Schlucht befindet sich gerade gegenüber jener Stelle, wo sich die zwei eben erwähnten Bruchlinien des Üjürmen-Tau schneiden. Dies ist übrigens eine wichtige Angabe, weil auch die Streichrichtung der nördlichen kurzen Bergrücken, die übrigens parallel mit den nördlichen Bruchlinien des Üjürmen-Tau verlaufen, in der Nähe der Schlucht bricht. Vor der Schlucht befindet sich heute die tiefste Stelle des Atbaschi-Beckens. Ein einsamer, hoher Rücken,



ein Hügel von grauem Schotter aufgebaut, Tschischtübe genannt (2300 m), ist der Zeuge ehemaligen Seebodens. Der heutige Boden ist um 150 m niedriger (das Dorf Atbaschi liegt in 2130 m Höhe). In dieser 2300 m Höhe ist die Randlinie des breiten ebenen Teiles vom Becken. Es scheint sehr wahrscheinlich zu sein, daß auch in der zweiten Hälfte des Diluviums hier noch ein See vorhanden war. Abb. 40. zeigt uns die Morphologie des mittleren Teiles vom Becken samt den kurzen Bergrücken der Nordseite.

Ein charakteristisches Merkmal der Morphologie vom Atbaschi-Becken ist die Tatsache, daß die aufgeschüttete Oberfläche von den nördlichen Rändern gleichmäßig gegen die am Südrande ablaufende tiefe Linie fällt. Auffallend ist dabei, daß der Atbaschi-Fluß gegen die Fallrichtung nach Nordwesten aus dem Becken ausfließen kann. Nördlich des Beckens sind sechs Karbonkalksteingrate wie Kulissen vorhanden. Am nördlichsten liegt von ihnen der Narin-Berg, unmittelbar vor dem Narinskoje. Parallel mit ihm, in WNW-licher Streichrichtung, etwa 8 km entfernt, verläuft der zweite Grat, u. zw. so, daß sein Ostende mit dem Westende vom Narin-Berg auf derselben geographischen Länge liegt. Der dritte schließt sich eng dem zweiten an, nur an seinem Westende entfernt er sich von ihm ein wenig. Der vierte Grat beginnt 2 km südlich vom Westende des dritten, seine



Streichrichtung ist WSW. Dieselbe Streichrichtung weisen auch der fünfte und sechste Grat auf, die übrigens sich ganz eng aneinander schließen. Der zweite Grat wird Sarbie-, der dritte Atbaschi-, der vierte Bugantal-, der fünfte Aktal- und der sechste Kojkagar-Berg genannt. Sowohl ihre Höhe wie auch Länge ist fast ganz gleich (3000—3300 m und 20—25 km). Alle diese Berge bestehen größtenteils aus Karbonkalkstein.

Den Bau der Grate von Atbaschi habe ich in zwei Querschnitten ausführlicher beobachtet. Der eine ist der Tscharkaritma-Querschnitt von Narinskoje, der andere der Querschnitt der Atbaschi-Schlucht. (In Abb. 40 befindet sich der erste Querschnitt in der Linie zwischen den Pfeilen 11 und 13, der zweite zwischen den Pfeilen 7 und 8.) Im Tscharkaritma-Querschnitt liegt der breite Rücken von Tschar-Bel (2690 m) mit Gipfeln, die auch eine Höhe von 2800 m erreichen. Tschar-Bel ist eigentlich eine Hanhai-Tafel, die sich hinter dem Narin-Berg bis zum Sarbie-Berg erstreckt. Östlich des Sarbie-Berges bis zum Alamischi-Tau sieht man von dieser Hanhai-Tafel durch eine 23 km breite Lücke direkt das Atbaschi-Becken. In Abb. 40 zeigen die Pfeile 9—10—11 den Rand der Hanhai-Tafel. Die oberkarbonische Kalksteintafel des Alamischi-Tau besteht aus dicht aneinander gereihten, unregelmäßig umgekippten oder fast ganz horizontal liegenden Tafelbruchstücken. Sie ist durch eine von Narinskoje bis Burumdu verlaufende NW—SO-liche Verwerfung schräg abgeschnitten. Vor dieser Verwerfung befindet sich die Hanhai-Tafel des Tschar-Bel. Westlich der Verwerfung Narinskoje-Burumdu gelangen die oberkarbonischen Kalksteintafeln in einen niedrigeren Horizont, die einzelnen Teile der Tafeln erlitten eine Umkip-pung größeren Grades und die Hanhai-Tafeln stürzten in sie hinein. Damit ist zu erklären, daß die sechs Kalksteingrate mit ihren weißen Wänden von den Hanhai-Tafeln emporragen.

Im Tscharkaritma-Querschnitt verläuft ein tiefer Graben vom Tschar-Bel gegen den Narin. In der Schlucht wird die Nordseite der vom Hornstein führenden oberkarbonischen Knollen-Kalkstein aufgebauten breiten, flachen Synklinale von einer starken Verwerfung abgeschnitten. In der Verwerfung liegen die dicken Bänke eines groben Konglomerats, die nach NNW unter 70° einfallen. Durch eine zweite WNW-liche Verwerfung wird eine andere Stufe gebildet, daneben und darunter, am Rande des Narin-Tales, folgt wieder eine Stufe eines grauen, kalkigen Sandsteins (Nr. 192). Dieser Sandstein ist bereits ein Glied der Narin-Schichten. Die Narin-Schichten erscheinen an der Seite des Na-



rin-Berges horizontal. In ihnen sind Flexuren zu beobachten. Daraus ist zu schließen, daß an der Seite des Narin-Tales eine Bruchlinie verläuft, die auch nach dem Pliozän noch aktiv war, vorausgesetzt natürlich, daß die Tafeln der Narin-Schichten, die sich der Seite des Narin-Berges anschließen, nicht einfach in das eingetieftete Narin-Tal abrutschen.

Die Tscharkaritma-Schlucht ist ganz jung, sie kam jedenfalls nach der Akkija-Vereisung durch Einsturz einer Höhle zustande. In den großen Schuttkegel des Tschar-Bel, der zur Zeit der Akkija-Vereisung gebildet wurde, schnitt das Wasser seitdem in der entgegengesetzten Richtung ein Tal ein.

Der Schuttkegel des Tschar-Bel erreichte eine Höhe von 2300

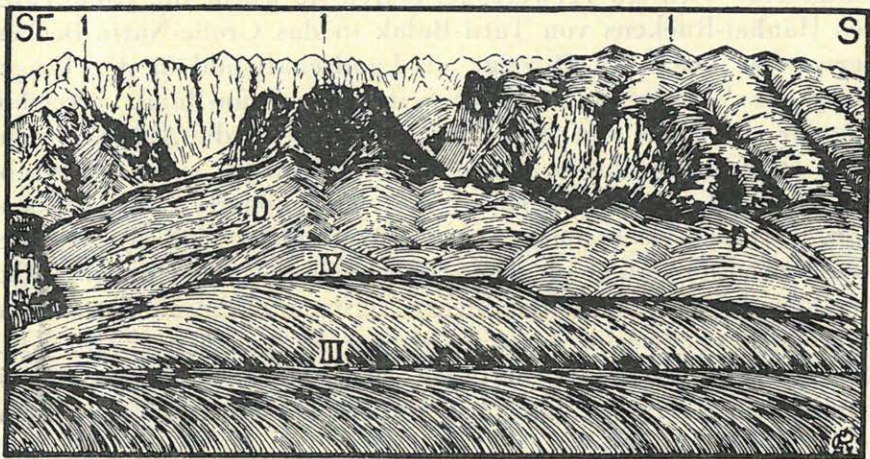


Abb. 41. Das Atbaschi Gebirge. Im Vordergrund links das Djan-Bulak Tal. Im Hintergrund die 3300—3400 m hohe nördliche Bruchwand oberkarbon. Kalkstein mit einem durchweg gleichhohen First. Vor der Wand eine Grabensenkung und zergliederte Schollen (1—1) aus permokarbon. Kalkstein. H: Schollenreste aus Hanhai-Konglomeraten. D: Deckenschotter der Akkija-Zeit. III und IV die beiden höheren jungdiluvialen Terrassen des Narin. Aussichtspunkt: 2070 m.

m, also das Ufer des pleistozänen Atbaschi-Sees. Die Spuren der Ausbildung eines ähnlichen Schuttkegels sind westlich des Tschar-Bel am Hanhai-Rücken zwischen dem Narin-Berg und dem Sarbie-Berg zu beobachten. Sicher floßen einige Bäche gegen Westen, in Richtung des heutigen Tatti-Bulak-Tales, als der große südliche Schuttkegel des Tschar-Bel abgelagert wurde. In der zweiten Hälfte des Diluviums wurden die Bäche zwischen den beiden Bergen auch dann noch gespeist, als der Gipfel des Tschar-Bel bereits trocken wurde. Diese Wasser versickerten nicht, wie



in dem großem Schuttkegel. Der Rücken des Tatti-Bulak ist nämlich hinter dem nach Süden fallenden Hanhai-Konglomerat des Darwasa-Bel (2610 m) von einem mächtigen roten Ton bedeckt. Da aber dieser Rücken nach Westen fällt und seine Bäche in den Narin-Fluß gelangten, auf eine hydrographische Basis in 1900 m anstatt in 2400 m Höhe von Atbaschi, führte der Tatti-Bulak keinen Schuttkegel mit einem Unterlaufcharakter, sondern er bildete einen ziemlich tiefen Einschnitt von Oberlaufcharakter.

Der Tatti-Bulak wird in der Nähe des Narin-Flußes Djan-Bulak genannt. Die Akkija-Stirnmoräne stützt sich an das Westende des Narin-Berges. Zwischen dem Westende dieses Berges und dem Westende des Sarbie-Grates befindet sich in 22 km Länge eine wichtige Verwerfung. Durch sie wurde die große Tafel des Hanhai-Rückens von Tatti-Bulak in das Große-Narin-Becken verworfen. Die Abb. 41 zeigt ein Landschaftsbild in der Umgebung der Verwerfung. An der Seite des Djan-Bulak erreichte ich nur eine Höhe von 2080 m, von wo aus ich die Abb. 41 zeichnete. Hier ist eine breite Terrasse vorhanden, die mit III bezeichnet wird. 30—40 m darüber ist noch eine höhere, genau erkennbare Terrasse. Noch höher liegen Hügel (2200—2300 m), die vom losem Schotter aufgebaut sind. Sie lehnen sich nicht an die Täler des sich hinter ihnen befindlichen felsigen Sarbie-Berges, bilden aber doch eine breite Zone an seinem Fuß. (In der Abb.: D.) Unter der Terrasse III befinden sich noch zwei Terrassen. Sie sind bereits Terrassen des Narin Flusses. Dieselben Terrassen sind auch in Abb. dargestellt.

Erwähnenswert ist die Tatsache, daß die grauen Schotter, die auch in 400 m Höhe über dem Narin vorkommen, und in denen ich — jedenfalls nur bei flüchtiger Untersuchung — nur Karbonkalkstein feststellte, zahlreiche Hanhai-Klippen bedeckt haben. Am Fuße einer solchen Klippe befand sich in 30° NO Fallen eine ockergelbe, leicht verwitternde sandige Kalksteinbrekzie und darüber in 40° SO Fallen eine rote, hart zusammenzementierte Kalksteinbrekzie. Ich könnte die limnische Herkunft der beiden oberen Terrassen kaum bezweifeln. Im mit D bezeichneten Schotter sehe ich die älteste Bildung der Senkung des Großen-Narin-Beckens, eine pliozäne Randaufschüttung. Diese Annahme wird auch durch die Gestalt und Lage der Klippen bestätigt. Die Klippen sind als Bruchstücke anzusehen, die an einer Verwerfung entlang zustandekamen. Diesen Bau weist der Rand des Hauptgliedes des Großen-Narin-Beckens auf.

Es wäre berechtigt, die sechs Grate zwischen Narin und



Atbaschi als *Narin-Mittelgebirge* zu bezeichnen, wie auch von einem Ungarischen Mittelgebirge zwischen der Großen Ungarischen Tiefebene und dem Győrer Becken gesprochen wird. Diese Becken und Inselgebirge waren für mich von großem Interesse, weil man hier zahlreiche Ähnlichkeiten in der Struktur und Morphologie feststellen kann. Meines Erachtens kann die Entwicklungsgeschichte der Großen Ungarischen Tiefebene, besonders ihr pliozäner Zustand, durch die Kenntnis dieser zentralasiatischen Becken viel leichter erklärt werden. In Zentralasien sind Beckenausfüllungen von derselben Natur, die wir im Gebiete der Großen Ungarischen Tiefebene nur durch Tiefbohrungen kennen, in großer Mächtigkeit aufgeschloßen, sie stehen sozusagen nackt vor unseren Augen. Vor dreißig Jahren war es meine Aufgabe, zur ausführlichen Bearbeitung und Erweiterung der genialen

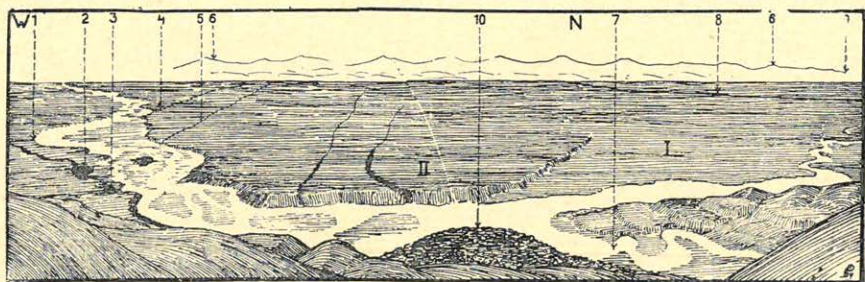


Abb. 42. Die Terrassen des Naryn in der Nähe der Atbaschi-Mündung. 1: Die Mündung des Bugantal. 2: Russische Kolonie Kulanak. 3: Bag-Terek Au. 4: Ala-Kulun Graben. 5: Terek-Su Graben. 6—6: Buralbasch Gebirge. 7: Atbaschi Fluß. 8: Kojdscher Graben. 9: Dschergetal. 10: Terek Au (1900 m). Aussichtspunkt 2350 m. II: Deckenschotter der Akkija-Zeit mit merkwürdig geradlinigen, tektonisch verursachten Gräben. I: Naryn Tal und seine Burkhan-Terrassen.

Vorstellungen von Sueß in möglichst weiten Gebieten Angaben zu sammeln. Heute kommt es mir so vor, daß ich der Wissenschaft und besonders der ungarischen Wissenschaft größere Verdienste geleistet hätte, wenn ich mich während der zwei Jahre meiner asiatischen Forschungen nur dem Studium eines solchen Beckens, wie dem des Narin-Beckens, gewidmet hätte. So muß ich mich aber mit kurzen Bemerkungen begnügen.

Der andere bekannte Querschnitt dieses Mittelgebirges, des Sarbie-Berges, weist folgenden Bau auf. Der Narin-Fluß bricht in 1980 m Höhe die Akkija-Stirnmoräne bezw. die rote, unter 20° nach N fallende Hanhai-Tafel durch und folgt — zwar in einem großen Bogen — in SW-licher Richtung der Linie der Djanbu-



lak-Verwerfung. Sein Tal schneidet also zuerst das Westende des Narin-Berges ab, ein Dolomittfelsenkap (Nr. 18), geht dann unter dem mit Terrassen bedeckten Abhang der Hanhai-Klippen, die von den pliozänen und pleistozänen Schottern von Djanbulak und Oldomor bedeckt sind, vorbei und erreicht das westliche Ende des Sarbie-Gebirges. Hinter den Terrassenschottern des Narin befinden sich hier die abgebrochenen Reste der etwas rötlichen, tonigen oberkarbonischen Kalksteintafeln (Nr. 16 und 2—32). Die Graben, die vom Sarbie ablaufen, bilden im Kalkstein tiefe Schluchten, sie durchschneiden die Terrassen und verbreiten unter diesen breite Schuttkegel. Der Atbaschi-Fluß tritt aus einer tiefen Kalksteinschlucht hervor. Diese Landschaft wird in Abb 42. dargestellt. Die steile, vom Narin-Fluß unterwaschene Seite des Sarbie-Berges erreicht eine Höhe von 2350—2400 m, sie erhebt sich um 500 m über den Fluß.

Unter dem Sarbie-Berg befindet sich also eine beträchtliche Verwerfung. Die Oberfläche des vor ihr liegenden Beckengrundes ist eine verebnete Oberfläche der Narin-Schichten. Der Narin schneidet Terrassen, Stufen, in den Grund eines großen trocken gelegten Sees ein. An der Oberfläche dieses Seebodens liegen aber keine limnischen Ablagerungen, sondern durchgewaschene diluviale und alluviale Bildungen. Die Kalksteinschichten des am Beckenrand steil emporragenden Grates sind eigentümlich gekräuselt. Diese Bildungen kann man aber nicht als richtige Falten betrachten. Ich nehme an, daß die Kräuselung infolge des Seitendruckes während der Senkung des ganzen Mittelgebirges entstanden ist. Die Lage der Schichte gibt kaum einige Stützpunkte, da durch das Zerstückeln keine Längsachse ausgebildet ist.

Hinter dem Aussichtspunkt in 2350 m Höhe ist im Süden eine etliche km breite Kalksteintafel vorhanden, deren Oberfläche ursprünglich ein Rücken oder eine Rumpffläche gewesen sein dürfte. Auffallend ist hier nämlich der Gegensatz zwischen den sanften Linien der Bergrücken und den tiefen Schluchten. Der Pfad weicht den Schluchten (Wasserfälle!) aus und führt in die Höhe von 2600 m. Hinter der breiteren, rückenähnlichen Partie folgt im Süden ein kurzer, 3300—3400 m hoher Felsengrat. Er besteht hauptsächlich aus einem tonigen, quarzithaltigen sandigen Schiefer (Nr. 2—3). Auf Grund der Tatsache, daß der oberkarbonische, roten Ton führende, dunkelgraue Kalkstein über diesem Gestein konkordant lagert, schreibe ich dieser Bildung ein unterkarbonisches Alter zu, obwohl ähnliche Gesteine auch in



der Serie der devonischen Schiefer vorkommen. Die Streichrichtung der Verwerfungen im Berge ist zweifelsohne WNW, demgegenüber aber fallen die Schichten im allgemeinen nach NW. Damit ist die bröckelige Struktur zu erklären. Über dem dunkelgrauen Kalkstein Nr. 32 lagern dickbankige, hellgraue Kalksteintafeln (Nr. 2—31). Sie führen zahlreiche Fossilien. Diese Bildungen vertreten die richtigen, wohlbekannten oberkarbonischen transgressiven Ablagerungen. Im Sarbie-Gebirge kommen stellenweise in 2500—2600 m Höhe auch rote Sandsteinschichten vor. Die in Abb. 43 dargestellte Struktur ist nur hypothetisch und möchte nur darauf aufmerksam machen, daß hier die Verwerfungen sehr unregelmäßig vor sich gingen. An einer Stelle hat man den Eindruck, als ob der hellgraue Kalkstein über den ro-

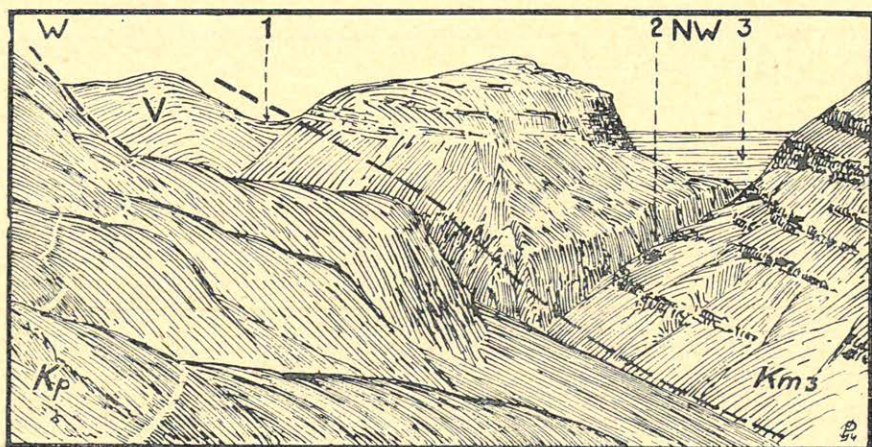


Abb. 43. Die Schlucht des Athaschi. 1: Sarbie Paß (2580 m). 2: Der unterste ungangbare Schlund des Athaschi. 3: Das Naryn-Becken. Kp: Quarzsandschiefer, steil gefaltet. Km3: Die ungefalteten Platten des oberkarbon. dunkelgrauen Kalksteins V: Roter Sandstein.

ten Sandstein überschoben wäre. Die großen Schluchten befinden sich in den Tafeln des hellgrauen Kalksteins.

Das südliche Tor der Athaschi-Schlucht (2040 m) ist in die Ablagerungen des ehemaligen Sees von Athaschi sowie darunter in die Hanhai-Schichten eingeschnitten, bzw. über diesem Tor zeigt die Schlucht dieses Bild. An einer Stelle fand ich einen sehr schönen Aufschluß. Hier kam über den abgesicherten Schichtköpfen eines steil nach Süden fallenden roten Sandsteins ein grobes kalkiges Konglomerat in Form einer etliche m mächtigen Bank vor, darüber folgt in einer sehr beträchtlichen Mächtigkeit



ein ganz reiner, schlohweißer, sandiger Ton, ein lakustrisches Sediment. Das tiefste und reinste Wasser des Sees von Atbaschi befand sich wahrscheinlich an der Stelle gegen die Schlucht.

Ein charakteristischer Zug des Bildes vom Großen-Narin-Becken in der Gegend unter der Atbaschi-Mündung ist eine eigentümliche fächerartige Verzweigung der orographischen Linien nach Westen. Es sind hier keine Bogenformen vorhanden, die ein rundliches Becken formen, wie etwa in der Osthälfte des Pariser Beckens, sondern steife gerade Linien, die den Sprüngen in einer Glastafel ähnlich sind. Es muß betont werden, daß nicht allein die Brüche des Grundgebirges, der karbonischen Kalksteintafeln oder der Hanhai-Tafeln diese Art aufweisen, sondern auch die pliozäne, überwiegend lakustrische Ausfüllung

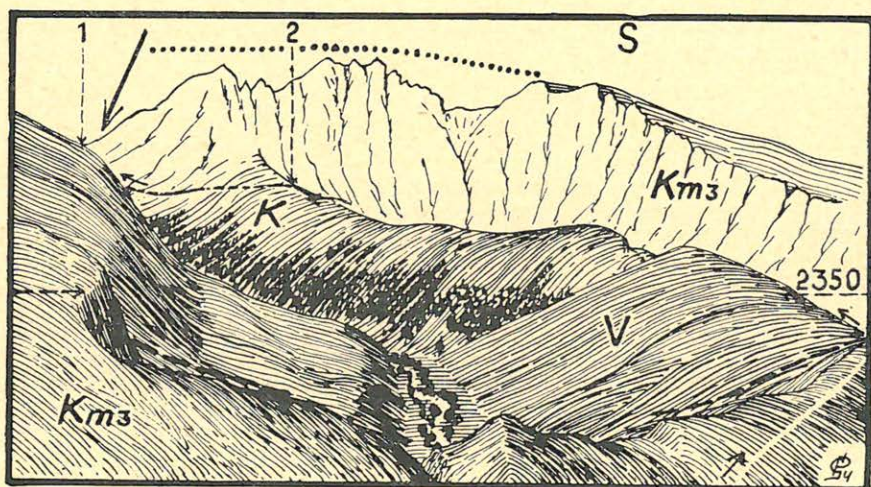


Abb. 44. Der Sarbie Berg. Im Vordergrund eine Längsscholle an der Randverwerfung des Gr. Naryn Beckens 2.5 km westlich von der Atbaschi-Schlucht, mit der Reiseroute d. Verf. (Pfeilchen). In der zweiten Bruchzone rote Brekzie (V) und Sandstein der Hanhai-Schichten, mit dem tiefen Graben des mit Weiden begleiteten Sarbie Baches. Die dritte Zone wird durch einen an der Nordseite mit Fichten geschmückten niedrigen Rückenstreifen von (unterkarbonischen?) quarzitischen und kieselreichen Sandsteinschiefern gebildet (K). Im Hintergrund die helle Kalksteinwand des Sarbie Berges, mit einem Bruch (starker Pfeil) im Osten. und flachem Rumpflächenrücken, letzterer durch eine punktierte Linie ergänzt (Km 3). 1: Aussichtspunkt (2600 m) d. Abb. 43. 2: Aussichtsp. d. Abb. 2580 m.

ähnliche Brüche erlitt. Die Verwerfungen schneiden sich in spitzen Winkeln. Infolge dieser Verwerfungen kamen lange, gerade Hügelreihen zustande, wie sie sonst von den oberflächlichen



Erosionsfaktoren nie gebildet werden. Die tektonische Grundlage in der Ausbildung dieser Hügelreihen wird auch dadurch betont, daß die Achsen der einzelnen Hügelreihen miteinander einen leicht erkennbaren Winkel aufweisen.

Der Narin-Fluß fließt, nachdem er den Sarbie-Berg erreichte, wieder gerade nach Westen. Hier setzt sich die SW—NO-liche Akkija-Sarbie-Verwerfung ohne Biegung in die Richtung  $240^{\circ}$  fort. Sie schneidet das Westende des dritten und vierten Grates ab und verschwindet dann unter der großen Schottermenge, die vom Aktal-Grat ins Becken herunterkam. Von der Gegend der Im Atbaschi-Mündung läuft eine andere Verwerfung in die Richtung  $260^{\circ}$ . Infolgedessen entstand eine Stufe, die immer breiter wird und in 33 km Entfernung, bei der Kreuzung des Karabük-Tales, bereits 7 km Breite aufweist. Auf dieser Stufe treten die Reste der Hanhai-Tafeln noch hier und da ans Tageslicht, im allgemeinen aber herrschen schon die breiten Felder des pliozänen grauen Schotters vor. Die wichtigste Erscheinung, die durch diese nach  $260^{\circ}$  verlaufende Verwerfung zustande gebracht wurde, ist jedoch nicht diese Stufe, sondern die schmale Hügelreihe, die in diesem Becken einer chinesischen Mauer ähnlich wirkt. Unweit des kleinen im Jahre 1908 gegründeten russischen Dorfes Kulanak ist das Ostende dieser Hügelreihe. Das Westende befindet sich im Alabuga-Tal. Ihre Länge kann daher auf etwa 85 km geschätzt werden. Obwohl eine kleine Abweichung von der geraden Linie in ihrem Verlauf wahrzunehmen ist, muß sie doch als eine steif und gerade ablaufende Richtung betrachtet werden. Es ist nämlich außerordentlich auffallend, daß in einem so weichen Gesteinsmaterial eine so lange Verwerfung sich ausbilden konnte. Diese Tatsache kann nur damit erklärt werden, daß der Boden des Großen-Narin-Beckens eine Hauptverwerfung erlitt, die auch das Grundgebirge erreichte und dadurch auch die pliozänen Schichten, deren Mächtigkeit mehrere hundert m erreicht, mit verworfen wurden.

Die dritte Verwerfung verläuft in der Richtung  $275^{\circ}$ — $280^{\circ}$ ; auch sie ist recht lang. Wahrscheinlich läßt sie sich bis zum Tugustorau-Becken nachweisen. Ich konnte sie jedenfalls nur bis Kurtka, also in etwa 50 km Länge verfolgen. Der Narin folgt überall dieser Verwerfung. Nördlich des Narin befinden sich noch ähnliche Verwerfungen, die auf eine Erweiterung der oben erwähnten Verzweigung hinweisen. Aus großer Entfernung, von der Gegend des Sarbie-Berges, konnte ich nämlich auch hier — allerdings stark zerrißene — Hügelreihen beobachten, die eine



in der Richtung  $300^\circ$  ablaufende Achse verraten. Auf Grund dieser Tatsachen vermute ich, daß das Große-Naryn-Becken eine spätpliozäne oder diluviale Senkung erlitt, deren Verwerfungen in der östlichen Ecke des Beckens, in der Nähe von Narinskoje, radial zusammenlaufen.

Der Eingang des Bugantal-Tales ist an der Poststraße von Narinskoje, hinter den Werststein 51, Durch dieses Tal werden von einer in  $280^\circ$  ablaufenden Verwerfung die nach Norden einfallenden Schichten des roten, tonigen Tones hinter der Terrasse des Naryn abgeschnitten. Mehr nach innen, blieb zwischen den Bruchlinien der in  $260^\circ$  Richtung verlaufenden Verwerfung eine schmale Tafel bestehen. Hier fallen die Schichten nach beiden Seiten so, wie sie von der Senkung mit geschleppt wurden. Südlich der Hügelreihe, zwischen den in  $260^\circ$  und in  $240^\circ$  verlaufen-

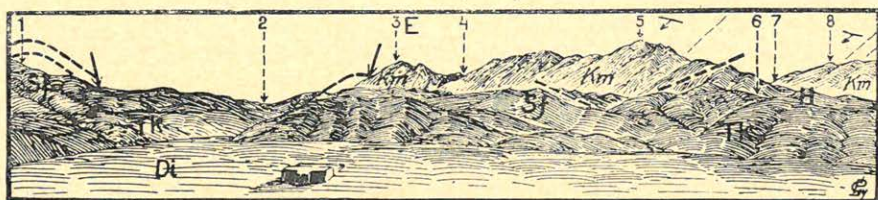


Abb. 45. Die kulissenförmigen Oberkarbonkalkstein-Schollen (Km) zwischen dem Großen-Naryn und Atbaschi Becken. Der Aussichtspunkt liegt im Karabük Tal (1800 m) an der Talenge, welche durch den Emirschach-Tau in das Gr. Naryn-Becken hinausführt. 1: Emirschach-Tau. 2: Suluk Schotterfeld (1950 m). 3: Sarbie Berg. 4: Kulanak Schlucht. 5: Suluk Berg. 6: Suluk-Kaptschagaj Tal. 7: Ulan-Bel. 8: Aktal-Tau. Die ganze Landschaft stellt eine Abbruchsstufe am Rande des Gr. Naryn Beckens dar. H: Hanhai-Konglomerat Scholle. Sf: Salzton, Mergel und Sand-Formation der neogenen Naryn-Schichten eine Fazies der Artysch-Schichten. Tk: Altdiluvialer Deckenschotter. Di: Jungdiluviale Beckenausfüllung. Seeablagerungen mit einem Kischlak. Die jungpliozänen Flexuren sind durch gestrichelten Linien gekennzeichnet.

den Verwerfungen, hat sich ein breiter welliger Rücken ausgebildet. Auch er besteht aus den Schichten des roten Tones und des rötlichen Sandes. Hinter der nach  $240^\circ$  ablaufenden Verwerfung befinden sich die vom Kalksteinkonglomerat und hellgrauen oberkarbonischen Kalkstein aufgebauten Berge. Die Schichten fallen nach Norden ein.

Der rote Rücken vom Bugantal dürfte eine durchschnittliche Höhe von 2100 m besitzen. Die rote Hügelreihe, die den Rücken im Norden begrenzt, setzt sich ohne Unterbrechung nach Westen fort, während der Rücken vom Bugantal westlich des Bugantal-Tales in der Querrichtung plötzlich als ein Rand aufhört und



nachher ein breiter Seeboden folgt, das Karabük-Becken. Abb. 45 soll den Bau dieser Landschaft veranschaulichen. Die Karbonkalksteintafeln des Narin-Mittelgebirges fallen mit der üblichen Gleichmäßigkeit als große Platten gegen das Becken. Im Bugantal befinden sich vor ihnen die kurzen Stücke eines grauen Kalksteinkonglomerats so, wie auch am Narin-Berg. Parallel mit diesen, jedoch mehr gegen das Innere des Beckens, sieht man die niedrigen Horste eines grellroten, manchmal karminroten Konglomerats. Dieses Konglomerat ist älter als die Narin-Schichten, oder aber es bildet das untere Glied dieser Schichtserie. Es wurde von den Narin-Schichten bedeckt. Die Narin-Schichten werden im Bugantal durch ziegelroten Sand und Tonschichten vertreten. Weiter nach Norden bis Aktal kommt Salzton, darüber gipsführender Ton und oben Mergel vor. Der diluviale Schotter ist im ganzen Gebiet zwischen dem Aktal-Tau und der Hügelreihe von Emirschak verbreitet, als wenn das Gebiet von einer Sintflut überflutet worden wäre. Dieser fluviatile Schotter, dessen Mächtigkeit etwa 30—50 m beträgt, kommt jetzt nur noch an den Hügeln und an den Rändern der Ebenen vor. Als Rest der lakustrischen Ablagerungen bedeckt eine sehr mächtige Sandschicht das in den diluvialen Schotter eingesunkene Becken.

Die Verwerfung vom Bugantal schnitt also mit ihrer N—S-Linie die Hanhai-Tafel des Bugantal sowie den vierten Grat des Narin-Mittelgebirges ab. Vermutlich kam durch sie ein Riß für das Wasser des Ulandscheilö zwischen dem vierten und fünften Grat, ferner für das Dscheilö oder Srt zwischen dem fünften (Aktal-Tau) und sechsten (Kojkagar-Tau) Grat zustande. Mir kam es nämlich so vor, daß an diesen Graten genau hintereinander tiefe Spalten, Schluchten, vorhanden sind. Der Bach, der durch die Schluchten fließt, wird Ssuuk oder Sujok-Kapschagaj genannt.

Westlich vom Ssuuk-Kapschagaj entfaltet sich in seiner ganzen Ausbreitung das Bild des Großen-Narin-Beckens. Abgesehen von der bereits erwähnten langen und geraden Hügelreihe kann das Becken vor hier aus bis zum Alabuga, im Süden bis zu den Bajbitsche-Tau und Aktal-Tau genannten Karbonkalksteingraten, im Norden weit über den Narin-Fluß bis zu den Sonkulbasch- und Buralbasch-Bergen, als ununterbrochen und einheitlich aufgefaßt werden. Dieses ganze Gebiet wurde ausschließlich von lakustrischen und fluviatilen Ablagerungen ausgefüllt. Hier ist das Hauptbecken. Die Südhälfte des vom Narin-Fluß an gerechnet 28—30 km und bis zum Nordland gerechnet 40—45 km breiten Beckens möchte ich durch einige Profile charakterisieren.



Das Becken wird von vier Bächen durchquert, die vom Aktal-Tau in den Narin fließen. Die Namen dieser Bäche sind: Karabük, Aktal, Terek, Mukatschi. Der Karabük tritt nach meiner Schätzung in 2200 m Höhe von der Karbonkalkstein-Schlucht des Aktal-Tau heraus. Vor dem Aktal-Tau ist hier eine etwa 8—9 km breite Hügellandschaft, deren Höhe 2200—2300 m beträgt. Diese Hügellandschaft wird offenbar von Schotter und Sand aufgebaut. Außer dem Karabük-Bach wird die Umgebung noch von 7—8 tiefen Gräben durchquert, in denen glatte Abhänge von umgelagerten Schuttmaterial vorhanden sind. Nur Wildbäche sind in diesen Gräben. Sie alle ziehen nach dem diluvialen Seeboden von Karabük; der östlichste Graben schnitt in den Seeboden eine tiefe Schlucht ein. Die Höhe der Hügelreihe, die den diluvialen See aufstaute, beträgt 2100 m. Der Grund des durch sie geschnittenen Tores liegt in 1800 m. Das Wasser tritt vom Schotter des Seebodens über dieses Tor, sodaß hier um das Tor Ackerfelder und mehrere Kischlak der Kirgisen zu sehen sind, wie eine Oase in der Wüste. Der Karabük erreicht den Narin hinter diesem Tor, nachdem er die Antiklinale der von Salzton und sandigem Mergel aufgebauten Hügelreihe und die von denselben (miozänen?) Schichten aufgebaute Hügellandschaft durchquert.

Zwischen den Tälern des Karabük und Aktal befindet sich als westliche Seite des diluvialen Seebodens ein fast 2100 m hoher Rücken, der von wechsellagernden Ton- und Sandschichten aufgebaut wird. Der Seeboden von Karabük kann nur durch eine späte nachträgliche örtliche Senkung zustande gekommen sein. Von diesem Rücken wurde das Lichtbild gemacht, das ich bereits veröffentlichte (11 — S. 324). Infolge der Erosionstätigkeit von Regen und Wind ist der Rücken ein unbefahrbares Grabenlabyrinth geworden.

Der Aktal entsteht aus dem Zusammenfließen zweier Bäche in 1870 m Höhe. Hier sieht man einige Häuser des Aktal-Kischlak sowie die Quelle Aktal-Masar. Die beiden Bäche durchbrechen den Kalksteingrat des Aktal-Tau. Der glatte Kalksteinrücken des Aktal-Tau weist eine abgetragene Oberfläche auf. Die heutige Lage dieser langen Rumpffläche kann nur mit einer gegen das Becken erfolgten Kippung erklärt werden. Diese Struktur steht im Tienschan nicht allein. Die Umgebung des Aktal-Kischlak ist übrigens ein rundliches Sandbecken, das ebenfalls ein diluvialer Seeboden zu sein scheint. Am Rande dieses Beckens steht der höchste Punkt der inneren Hügelreihe des Großen-Narin-Beckens,



der Emirschak-Berg. Seine Höhe schätze ich auf 2500 m. Der ganz weiße Sand des Beckens liegt auch heute noch ganz horizontal. Seine Mächtigkeit erreicht fast 100 m. An Stellen, wo ihn das fließende Wasser nicht mehr erreicht, wird er am Rande des Beckens von einem stark rötlich gefärbten Schotter bedeckt.

Der Terek-Bach durchbricht die Hügelreihe am Westfuß des Emirschak-Berges. Zwischen dem Aktal und Terek ist ein etwa 5 km breiter Sandrücken. Die Höhe der Sandhügel erreicht eine Höhe von 2100 m, Aktal-Kislak liegt in 1870 m, die Sohle des Terek-Tales in derselben Linie in 1950 m. Der Sand ist ein horizontal gelagertes lakustrisches Sediment. Der Terek weist hier einen Unterlaufcharakter auf, er schneidet sich in die Talsohle kaum ein und besitzt keine Terrassen. Mehr nach unten aber kommen zwei Terrassen neben ihm vor und der Bach erodiert hier in den lakustrischen Ablagerungen ein breites Bett. Die zwei Terrassen weisen darauf hin, daß die Erosionsfähigkeit des Baches sich zyklisch verändert, bzw. zweimal veränderte. Von hier an kommen nach Westen hin bis zum Rande des Beckens nur Täler von dieser Natur vor.

Die Mächtigkeit der horizontalen Sandschichten am Rücken zwischen Aktal und Terek beträgt mindestens 200 m. In diesen Sandrücken sank ein jüngerer Becken ein, in dessen Tiefe Schotter, Sand und mit Kalk zusammenzementierter Sand wechsellagern. Oben ist eine 4—6 m mächtige Decke eines lößhaltigen Tones (Gestein Nr. 12). Die glatte Oberfläche dieses lößhaltigen Tones, der dem Infusionslöß der Großen Ungarischen Tiefebene ähnlich ist, zeigt die Ausdehnung eines diluvialen oder vielmehr altalluvialen Sees von einem Durchmesser von 7—8 km. Ein kleiner Tümpel ist auch heute noch im Gebiete dieses lößhaltigen Tones vorhanden. Er wird Khak-Köl genannt. Einige Sandhügel auf dem Seeboden vertreten die Reste der Oberfläche vor der Senkung. Die Wasserscheide des Mukatschi-Tales, westlich des Seebodens, ist ebenfalls ein Rest des Schotterfeldes, das vom Aktal-Tau herunterreicht. Das Schotterfeld erstreckt sich bis zu der Hügelreihe des Emirschak-Berges. Wenn man die an der Stufe zwischen der Emirschak-Hügelreihe und Aktaltau festgestellten Daten zusammenfaßt, kann folgende Entwicklungsgeschichte geschildert werden. Das Hauptbecken des Großen-Narin-Beckensystems entstand infolge des Einsturzes eines Karbonkalkstein-Tafelgebirges, das von einem roten (hauptsächlich grobkörnigen) Hanhai-Konglomerat bedeckt und dessen Oberfläche bereits abgetragen war. Durch die Senkung dieses Gebirges wurden die Hanhai-Schichten



angegriffen. Die ältesten Bildungen nach der Senkung im Senkungsgebiet sind Salzton und gipshaltiger Mergel. Die Senkung setzte sich auch nach der Ausbildung des Sees fort, infolgedessen ist die salz- und gipshaltige Schichtserie vermutlich miozänen Alters, durch die von Osten nach Westen divergierenden Brüche in Stufen gegliedert, bezw. schnitten die Brüche zwischen zwei Stufen eine höher gebliebene lange Tafelscholle aus. Die Tafelscholle erlitt Druck und auch etwas Faltung. Die Tafelscholle wird nach ihrem höchsten Gipfel Emirschak genannt. Die Ausbildung der Stufe hinter der Tafelscholle wurde von zweierlei Faktoren beeinflusst. Der eine Faktor war die Beckensenkung im Gebiete der Stufe, der andere die erodierende und sedimentierende Tätigkeit des vom südlichen Randgebirge des Hauptbeckens, vom Aktal-Tau abfließenden Wassers. Hinter dem Damm der Emirschak-Hügelreihe entstand eine Stufe und so kam ein für pliozän gehaltenen Süßwassersee zustande. Die Ablagerungen dieses pliozänen Sees bestehen aus Schotter, Sand, kalkigem Sand und sandigem Ton. Der Umstand, daß die durchschnittliche Höhe der

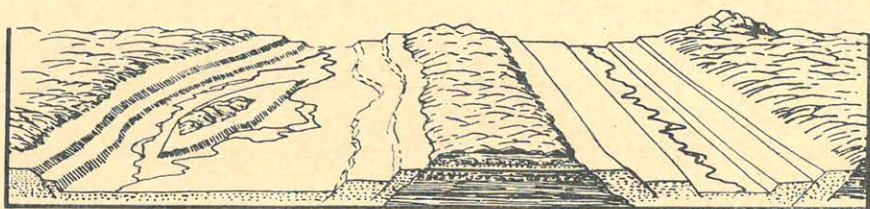


Abb. 46. Schematisches Bild der Schottersteppe Bürlü. Rechts im Hintergrund ein Restberg (Emirschach Zeugenberg) der neogenen Salzformation.

pliozänen Ablagerungen in 2100 m ist, weist auf einen einheitlichen See hin. Der See wurde jedoch durch das zeitweise und stellenweise große Schuttmateriale der Flüsse von Aktal-Tau gestört und diese Störung übte auch auf die Natur der Sedimente des Sees einen Einfluß aus. Die Stufe ist dann durch die Schotterstreifen, die auch die Emirschak-Hügelreihe erreichen, sowie durch Ablagerungen der pliozänen-diluvialen Bäche zergliedert worden. Die Schotterkegel, Schotteranhäufungen und die lakustrischen Sande füllten dann den See auf der Stufe auf. Nach der Auffüllung sanken aber wieder kleinere Becken ein. Die Senkung scheint hier ein ständiger Vorgang gewesen zu sein, sodaß hier eine Seenreihe entstand. Die Seen, die aller Wahrscheinlichkeit nach im Jungdiluvium zustande kamen, wurden abgezapft oder ebenfalls aufgefüllt. Die glatte Oberfläche der Seeboden vom Karabük, Aktal



und Khakköl weisen darauf hin, daß diese drei Seen infolge einer Abzapfung trocken geworden sind. Die Abzapfung erfolgte durch die in die Emirschak-Hügelreihe eingeschnittenen Spalten. Der letzte Vorgang war die Segmentierung in der Querrichtung durch die Bäche, die trotz der zwei Terrassen altalluvial sein mag und sich auch im jüngeren Alluvium fortsetzte. Das Bild der letzten Bildung wird — etwas skizzenhaft — in Abb. 46 gezeigt.

Der Bau der Stufe zwischen der Emirschak-Bruchlinie und der Bruchlinie an dem Narin-Fluß entlang kann nur auf Grund eines Querschnittes im Risse des Aktal-Tales sowie auf Grund meiner am rechten Ufer vorgenommenen Besichtigung geschildert werden. Scheinbar ist die ganze Stufe ein Seeboden, der nicht viel höher als 200 m über dem Narin liegt und aus miozänen Salzton und Mergelschichten aufgebaut ist und nachträglich von Regen, Wind und einem dichten Netz von Wasserrissen stark zergliedert wurde. Die Hügellandschaft ist ganz kahl, steil, sarg- und höckerförmig, von zahlreichen Schluchten durchsetzt und besteht aus lauter Stufen. Die Stufen kommen zustande daß hier dünne Schichten von verschiedener Härte vorhanden sind. Auch die Stufen werden von den Rissen des Regenwassers durchsetzt. Stellenweise sind kesselförmige Becken und in ihnen kleine Seen zu sehen. Der Salzton (Nr. 15) charakterisiert im allgemeinen die untere, der Mergel (Nr. 13) die obere Schichtserie. Der dünnschieferige sandige Mergel führt ziemlich viele Blattabdrücke und Reste von pflanzlichen Teilen. Diese Tatsache weist darauf hin, daß der See in einem Gebiet mit feuchterem Klima zustande kam, als das Klima zur Zeit der Bildung von den Hanhai-Schichten gewesen war.

Der Abschnitt des Hauptbeckens zwischen dem Bajbitsche-Tau und dem Alabuga-Fluß zeigt ein anderes Bild. Hier fehlt bereits die Kulisse des Aktal-Tau. Der bedeutend höhere Bajbitsche-Tau besitzt kein Vorgebirge gegen das Hauptbecken. Der Bajbitsche-Tau selbst ist ebenfalls ein Karbonkalksteingrat, wie der Aktal-Tau und seine erwähnten fünf Genossen, und bildet eine Kulisse hinter dem Aktal-Tau wie diese hintereinander. Die Hauptmasse des Narin-Mittelgebirges ist sozusagen noch völlig unbekannt. Dies gilt vom geographischen wie auch vom geologischen Gesichtspunkte aus. Alles, was über dieses (von Suuk-Kapschagaj bis Arpa-Schlucht gemessen) rund 100 km lange und 30 km breite Gebirge gesagt werden kann, ist in ein paar Sätzen zusammenzufassen. Es kann lediglich nur sein Umriß bestimmt werden. Seine Form auf der Karte ist der seines südlichen Nach-



barn, des Üjürmen-Tau, auffallend ähnlich. Die doppelgegliederten Grate des Aktal-Tau und Bajbitsche-Tau an der Nordseite, der SW—NO-lich streichende Kojkagar-Tau und daneben der W—O-lich streichende Djamandawan-Tau an der Südseite bilden alle die steilen Ränder von flachen Becken. Hinter diesen steilen Rändern dürfte ein stark zerbrochener breiter Rücken vorhanden sein, da man hier keine emporragenden Gipfel beobachten kann und die Kirgisen behaupten, daß hier breite Rücken zu sehen sind. Auch das Innere des Gebirges wird Orto-Srt genannt. Der Djamandawan-Kojkagar-Grat ist genau so der Rand eines großen Plateaus, wie der Grat Bajbitsche-Aktal. Der Kojkagar-Tau erhielt nur infolge der Winkeldiskordanz seiner Verwerfung eine andere Streichrichtung. Wie der Üjürmen-Tau wird auch das Gebirge des Orto-Srt an seiner Ostseite von einer Verwerfung abgeschnitten. Osten-Sacken, der einzige unter den Forschern, der von seinen Beobachtungen aus dieser Gegend einiges veröffentlichte, stellte die Höhe des Djamandawan-Passes in 3930 m Höhe fest. Ich sah das Gebirge von den Bergen in der Umgebung von Arpa aus und nehme an, daß hier keine Gipfel mit einer Höhe über 4200 m existieren. Es wird behauptet, daß die südlichen Grate von keinem Bach durchbrochen werden, sämtliche Bäche des Orto-Srt laufen also nach Norden. Meinerseits kann ich dies nur vom Tutkuj-Fluß behaupten. Weder die Wassermenge noch das Maß vom Tutkuj ist aber so groß, daß dieser Fluß allein sämtliche Wasser des Orto-Srt führen kann. Im Abfluß steht er also wahrscheinlich nicht allein. Man muß annehmen, daß in dieser Arbeit im Osten die Flüsse Mukatschi, Terek, Aktal, im Westen vielleicht auch der Fluß Darsawa teilnehmen. (Taf. II.)

Der Bajbitsche-Tau ist bis 3000 m Höhe durch seine eigene Schotterzone bedeckt. Das Hauptbecken beginnt hier also sehr hoch, u. zw. mit einer Schotterwüste. Die große Schotterwüste zwischen dem Fusse des Bajbitsche-Tau und dem Bette des Alabuga wird *Bürlü* genannt. Über der Sohle des Bajbitsche-Tau liegen Zirkus-Täler mit Rinnen in 3000—3200 m Höhe, von denen anzunehmen ist, daß sie infolge der Gletschererosion entstanden sind. Auch die Annahme kann berechtigt sein, daß im Akkija-Stadium, während das ganze Orto-Srt vereist war, von ihm eine große Menge Schotter in das verhältnismäßig sehr tiefe Becken gelangte. Tatsache ist, daß von der Sohle des Gebirges bis zur Linie des Alabuga-Beckens (2200 m bei Kaschka-Su und 1500 m bei der Mündung) eine einheitliche Böschung ausgebildet ist. Die Grenze des Abhanges bildet im Osten das Mukatschi-Tal, im



Westen wird der Abhang schmaler und keilt sich bis zum Kaschka-Su aus. Seine größte Breite beträgt 37 km. In der Mitte des Abhanges zieht — kaum bemerkbar — die Emirschak-Hügelreihe durch, auch entlang des Narin-Flusses kommt die Hügelreihe in der Verwerfung zum Vorschein, diese beiden Dämme werden jedoch so mächtig vom diluvialen Schotter bedeckt, daß der Bürlü im Großen und Ganzen als einheitlich betrachtet werden kann. In diesen Abhang wurden seit der zweiten Hälfte des Diluviums parallel ablaufende oder ein wenig divergierende breite, strassenförmige Täler mit einer glatten Sohle und steilen unterwaschenen Wänden erodiert. Diese Täler beherbergen manchmal auch einen Bach. Meistens befindet sich aber in ihnen kein Bach, es ist sogar eine vollkommene Wüste hier ausgebildet. Die Täler sind sehr tief. Sie schließen auch die miozänen lakustrischen Ablagerungen auf.

Den Bürlü befuhr ich zuerst in der ersten Hälfte des Juni 1906 und dann im Oktober 1909. Meine Route kann in drei Abschnitte geteilt werden. Der eine davon führt von der Einmündung des Djirgetal-Grabens (1900 m) durch diesen Graben bis zum Fusse des Bajbitsche-Tau (3000 m) und von hier schräg über den Bürlü bis zum Emirschak-Berg. Der zweite vom Emirschak-Berg, vom in 1950 m Höhe liegenden Punkte des Terek-Tales gerade nach Westen bis zum in 2180 m Höhe liegenden Punkt des Tutkuj-Tales und von hier hinunter zum Alabuga (1770 m); der dritte entlang des Alabuga von Kaschka-Su bis zur Mündung des Darwasa.

Der untere Teil des Djirgetal-Grabens (16 km lang) war zur Zeit meiner Reise ganz trocken, nur die weißen Schotterbänder wiesen darauf hin, daß hier manchmal Wasser läuft. Der obere Teil wurde jedoch von der Seite des Bajbitsche Tau durch drei Täler mit Wasser gespeist. In einer 9 km langen Strecke erodierte sich der Graben an dem Fusse des Berges entlang und schnitt dadurch die diluviale Schotterzone vom Berge ab. In 2450 m Höhe erreicht er dann die gerade Straße, die dann zum Alabuga hinunterführt. Die Oberfläche, in die der letztgenannte breite Graben erodiert wurde, besteht aus drei Zonen. Die obere Zone stellt in 2500—2800 m Höhe ein recht zerbrochenes Badland dar, das aus einem gelblichen Konglomerat, darüber Mergel und aus den wechsellagernden dünnen Schichten von einem Mergel mit reichem Tongehalt und einem kalkhaltigen Sandstein (Nr. 14.) besteht. In der Nähe des Bajbitsche-Tau weisen diese Schichten noch einen Einfallwinkel von 30—40° auf, sie fallen gegen den



Alabuga, dann neigen sie sich allmählich sanfter und zum Schluß lagern sie schon horizontal. Gegenüber den horizontal lagernden Schichten des rechten Ufers fallen dieselben Schichten am linken Ufer unter  $20^\circ$  nach dem Bajbitsche-Tau. Auf Grund dieser Tatsache kann angenommen werden, daß der lange Djirgetal-Graben sich in einer Verwerfung befindet, womit auch seine gerade Linie erklärt werden kann. Etwa in der Mitte des Grabens ist eine Querverwerfung vorhanden. Hier biegen die Schichten des gelben Konglomerats nach oben, darunter treten die mit ihnen parallel lagernden Schichten des Salztones und des gipshaltigen Mergels ans Tageslicht. Hinter der Verwerfung liegen die mergeligen Schichten wieder horizontal. Hier ist auch schon die Oberfläche des Rückens von Bürlü glatt, sie stellt eine gleichmäßige langwei-

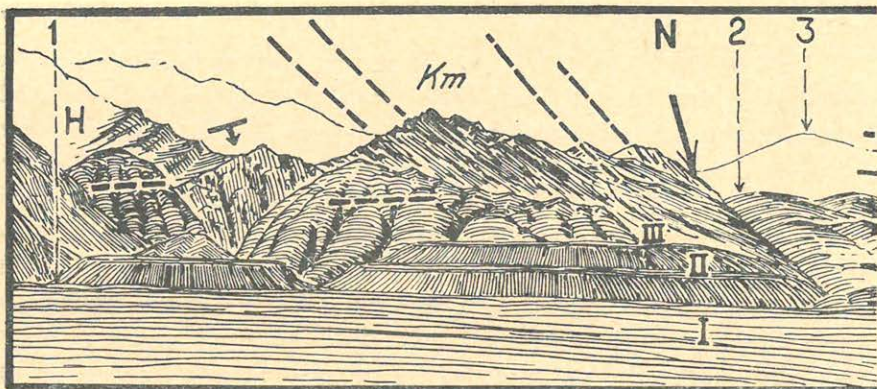


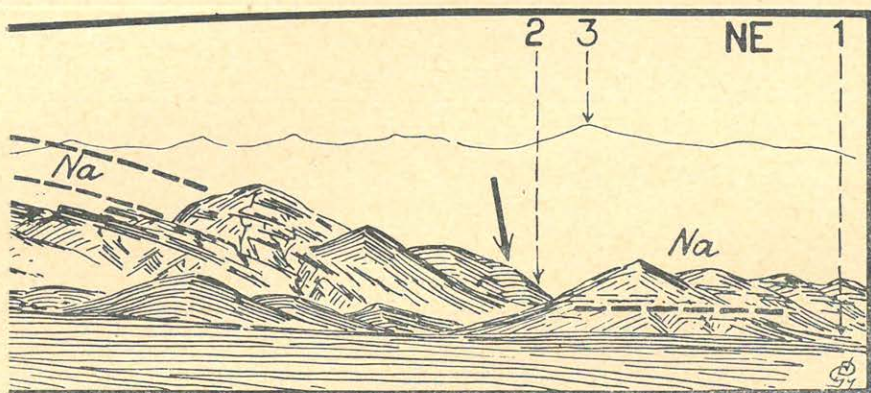
Abb. 47. a—b. Die Berge des Mindjilke an der Mündung des Flusses Alabuga. Karbonalkalkstein Schollen (Km) mit steil nach SO fallenden Tafeln, und teilweise von den roten Sandsteinen der Hanhai-Formation (H) bedeckt. Bruchrand (N) durch einen starken Pfeil gekennzeichnet. Na: Restberge d. Salzformation (Naryn-Schichten), teilweise in Flexur, teilweise in ungestörter Lagerung. Die höchsten Strandlinien des Gr. Naryn Sees sind durch horiz. gestrichelte Linien angegeben. 1—1: Alabuga Graben. 2—2: Lage des Naryn. 3—3: Sonkul-Tau.

lige Halbwüste dar, die nur von den tiefen Gräben zerschnitten wird. Man hat hier also mit einer tieferen, durch Verwerfung entstandenen Stufe im Becken zu tun. In der Nähe des Alabuga ist wieder eine Flexur zu sehen, sie ist die zweite Flexur. Die Mergelschichten fallen hier unter  $10^\circ$  unter das Bett des Alabuga, am Rande des Alabuga-Tales befindet sich jedoch eine erodierte, hohe, terrassenähnliche Wand.

Soweit ich beobachten konnte, weisen die mit dem Djirgetal benachbarten Gräben dasselbe Bild auf. Diese sind der Reihe



nach: Bülkildak, obwohl dieser Graben nur von den zerrißenen Hügeln des Obermiozäns hervortritt, Tscholokkajin, Akterek (dessen ausgiebige Wassermenge von der Kongirtschak-Oase zur Berieselung verwendet wird), Sitti-Bulak, Darwasa und Tutkuj. Das obere, diluviale Schotterfeld besteht lediglich aus Karbonkalkstein. Wie ich beobachten konnte, liegen die mergeligen Schichten im Tutkuj ganz horizontal. In den höheren Teilen neigen sie ein wenig nach dem Alabuga, in der Nähe des Alabuga jedoch, weil vielleicht hier schon der Grund des Urbeckens war, liegen sie auch heute noch horizontal. Weiter nach dem Narin hin ist die Landschaft wieder unruhiger; zerrissene Hügel und die größeren Störungen der miozänen Schichten sind hier wahrzunehmen.



Der Alabuga-Fluß liegt mit seinem tiefen Graben in einer einzigen mächtigen Verwerfung. Diese Verwerfung wird auch dadurch bestätigt, daß die Struktur der beiden Hügelreihen an den Seiten des Flusses voneinander abweicht. An der Ostseite zwischen dem Djirgetal und Kaschka-Su fallen die Narin-Schichten nach dem Djirgetal oder aber nach rückwärts. Die Achse der sanften Falten läuft also in NW—SO-licher Richtung ab. An der Westseite aber fallen sie hier nach O, manchmal nach SO, also gegen den Alabuga. Unter dem Djirgetal bis zur Mündung des Alabuga lagern die Narin-Schichten fast ganz horizontal, aber auch hier stimmen sie an den beiden Seiten nicht überein. Die Westseite ist der Ostseite gegenüber höher, stufenähnlich. Der Abbruch des Alabuga kommt am Ostende des Akschirjak-Tau ganz deutlich zur Geltung, wo eine sanfte Falte der Narin-Schichten zu beobachten ist (Abb. 47). Das Ostende des Akschirjak-Tau ist in kleine Karbonkalkstein-Schollen zergliedert. Über den Schol-



len lagern mächtige Hanhai-Tafeln. Die Schollen werden bis etwa 2100 m Höhe von Narin-Schichten umrandet. In diese ist dann das breite Tal des Alabuga eingegraben. In seinem Habitus und seiner Ausbildung entspricht dieses Tal vollkommen den beschriebenen Nebentälern, nur seine Maße sind größer. Auch der Alabuga erodierte einen breiten Weg in die Narin-Schichten des Hauptbeckens. Der Unterschied besteht nur darin, daß die Nebentäler keine oder höchstens 1—2 Terrassen in ihrem Unterlauf besitzen, während der Alabuga in der Nähe der Monagildi-Mündung 6 große Terrassen aufweist. Am Ostende des Akschirjak konnte ich 5 Terrassen beobachten (Abb. 47).

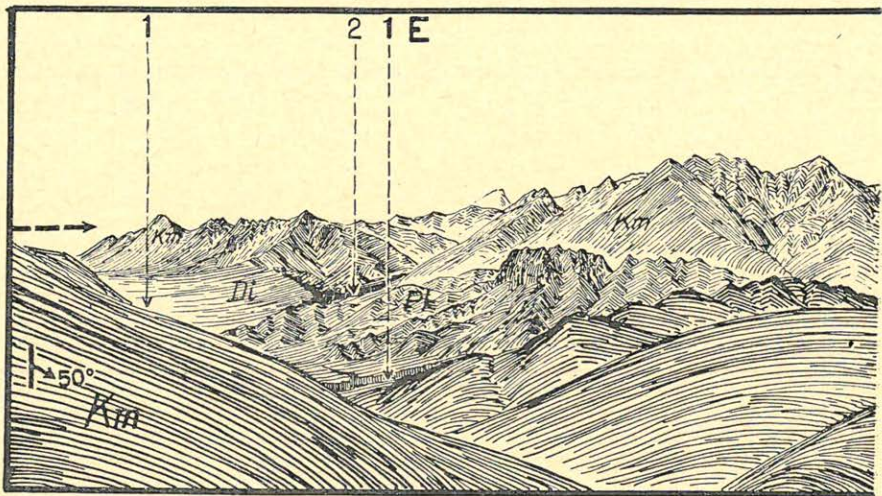


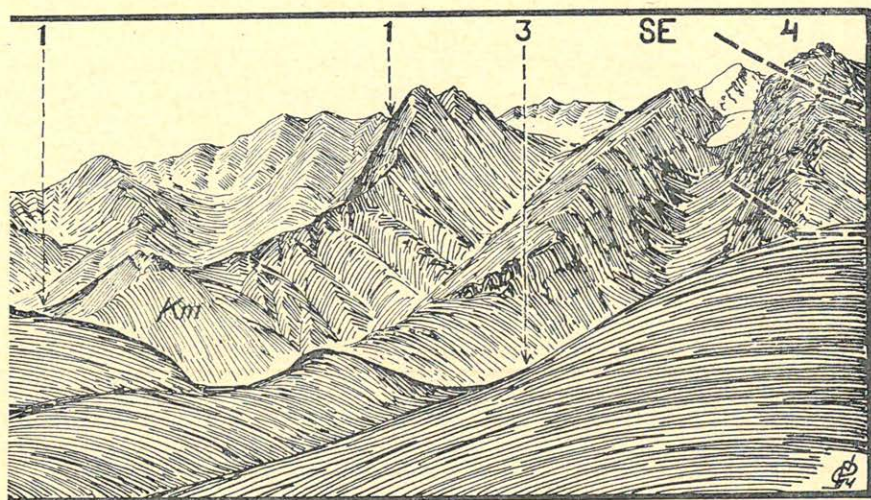
Abb. 48. a—b. Der westlichste Abschnitt des Djaman-Dawan-Tau und das Alabuga Tal. 1—1: Alabuga Tal. Zwischen E (Ost) und SE (Südost) die Arpa Schlucht. 2: Kaschka-Su Tal. 3: Bitschan-Su Tal. 4: Urtak Gebirge. — Zwischen der Arpa Schlucht und dem Kaschka-Su Tal der Djaman-Dawan-Tau, und weiter östlich der Bajbitsche-Tau sind durchwegs Karbonkalksteingebirge. (Km). Pl: Plioz. Schotter. Di: Die altdiluviale Schotterfläche der Bürlü Steppe. Aussichtsp. ist der Schar-Bel (3100 m).

In der Nähe der Monagildi-Mündung liegt der Schapalak-Berg. Er ist den übrigen Bergen ähnlich, nur infolge der Erosion des Alabuga erscheint er etwas markanter. An diesem Berg bilden die Narin-Schichten in der Alabuga-Verwerfung eine unter  $45^\circ$  fallende Synklinale, man sieht aber, daß die entsprechende Antiklinale in SW-licher Richtung in die horizontal lagernden Schichten des Hügelrückens übergeht. Nach NW wird die Synklinale von einer Verwerfung abgeschnitten, hinter der die Schichten schon



in horizontaler Lagerung zu sehen sind. Trotz dieser tektonischen Störungen der Narin-Schichten kann festgestellt werden, daß diese Bildungen letzten Endes sich auch heute noch der Gestalt des Hauptbeckens fügen, weil sie eigentlich doch nach dem Inneren des Hauptbeckens fallen. Eine Leitschicht wird wahrscheinlich auch von den zukünftigen Forschungen nicht festgestellt werden, da die sich hundertmal wiederholenden, meistens nur 1—2 dm. dicken Schichten von Mergel, tonigen Mergel, Salzton, tonigen Sand und kalkigen Sandstein sehr ähnlich sind.

Nun möchte ich noch den Beckenrand in der Nähe des Ojkajin-Bergrückens kurz beschreiben. Die aus porphyrischen



Biotitgranit bestehende Gebirgsmasse, die ich an den Rücken Kaldama, Makmal und Ojkajin in einer Verbreitung von 23 qkm beobachtete, gehört zum Grundgebirge der Fergana-Gebirgskette. Sie wurde von einer der NO-Seite der Fergana-Gebirgskette folgenden Verwerfung durchbrochen. Der Kildi-Fluß läuft in der Richtung dieser Verwerfung ab, die Masse selbst wird aber auch von N—S-lichen Verwerfungen getroffen. Mindestens 3 solche Hauptverwerfungen sind nachzuweisen. Durch die eine Verwerfung gelangte die Karbonkalksteinscholle des Kaldama neben die von Narin-Schichten, in diesem Fall vom Flußschotter bedeckte Granitmasse. In die zweite Verwerfung kam der untere Lauf des Kildi-Flusses. Die dritte schnitt im Osten die große Granit-Masse ab und wurde dadurch zum Westrand des Hauptbeckens vom Großem-Narin. Der Ojkajin-Rücken ist 2960 m hoch. An seiner Westseite sind an der Oberfläche der Granitmasse breite Gräben zu sehen. Am Gipfel



kommt Granitschutt vor, der infolge der Tätigkeit der Verwitterung entstand. Gleich hinter dem höchsten Punkt des Gipfels befindet sich die Hauptverwerfung. Sie wird von einem breiten Schuttkegel bedeckt, der sich in die Narin-Schichten des Beckens einschneidet. Der Rand des Hauptbeckens besteht hier aus pliozänem Schotter und Sand. Es sind hier aber auch breite, vom lößhaltigen Sand aufgebaute Rücken vorhanden. Durch tiefe Täler sind diese pliozänen Schutthänge in Hügel zergliedert, aber auch

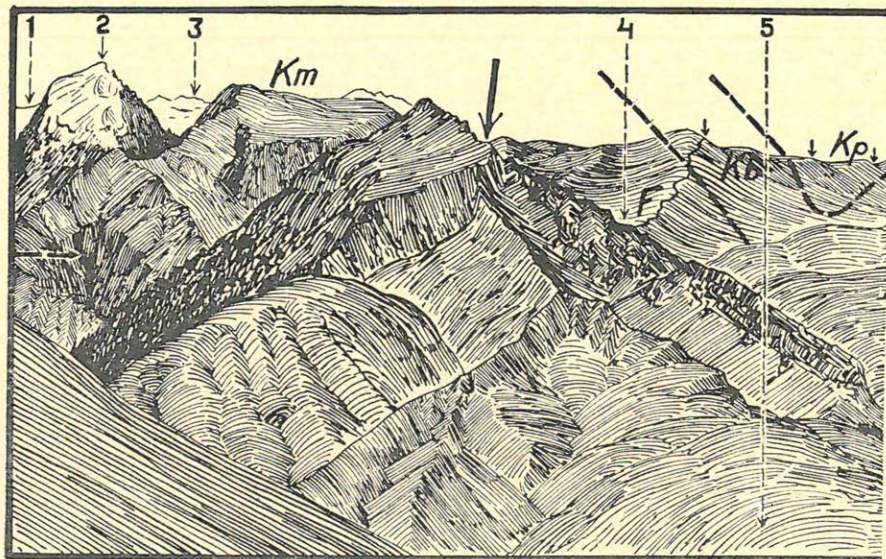


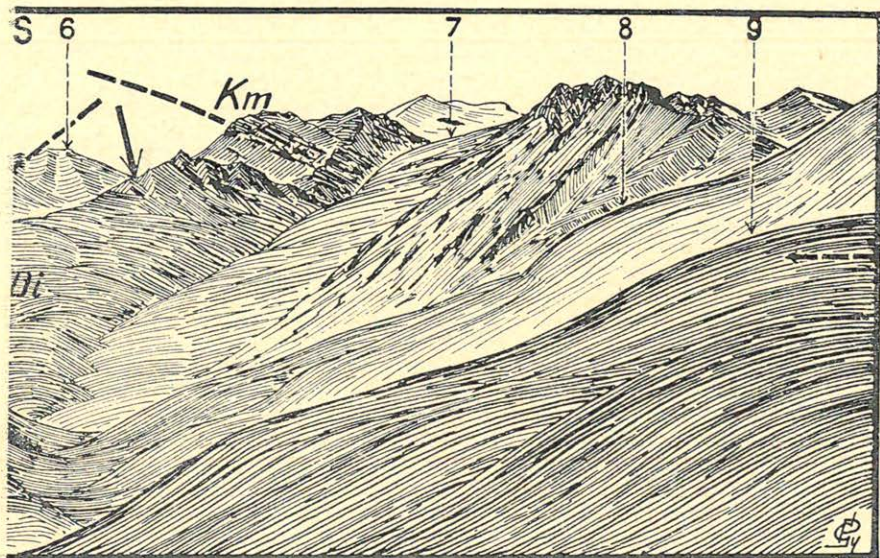
Abb. 49 a—b. Die Gegend des Tschitti-Bel. Aussichtsp. (2600 m) am Südabhang des Schar-Bel. 1: In der Tiefe liegt die Schlucht des Arpa-Kapt-schagaj. 2: Urtak Berg. 3: Djaman-Dawan Gebirge. 4: Tüs-Bel (3130 m), der Paß zwischen dem Arpa-Syrt und dem Bitschan-Su Becken, und der Saumweg (durch Pfeilchen gekennzeichnet) des Passes Tschitty (3860 m) und der Tschitty-Hochfläche. 5: In der Tiefe liegt hier das Askasan-Gumbes (2300 m) an der Vereinigung der Bäche Bitschan-Su und Karagandigir. 6: Der höchste Punkt der Tschitty-Hochfläche (3900 m?). 7: Semis Tal und Paß. 8: Karagandigir Tal. 9: Bitschan-Su Tal und Saumweg zum Tschaktschelek-Oj Paß und um Koktan Paß. — F: Quarzphyllit. Kb: Kieselbrekzie. Kp: Tonschiefer. Diese Schichten sind stark gefaltet mit einer Sterichenachse SW — NO. (Gestrichelte Linien). Diskordant flach liegen oben die oberkarbonischen ungefalteten Brachiopodenkalkstein-Tafeln. Die Hauptverwerfung der Längschollen, Fergana-Kette genannt, ist mit einem starken Pfeil angegeben. Die (paläogene?) Rumpffläche verbreitet sich gleichmäßig über dem Pack der unterkarbonischen Faltung F—Kb—Kp und über den oberkarbonischen Deck-schichten, das Fenster des Grundgebirges bildend. Di: Verwachsene Moränen. Die spärlichen Nadelwäldungen sind möglichst genau dargestellt.



hier ist das Beckeninnere trostloser, wo unter den pliozänen Schichten auch die miozäne Beckenausfüllung ans Tageslicht tritt. Durch Wind und Regen ist dieses Gebiet zu einem Labyrinth von unbefahrbaren Schluchten geworden.

### 5. Alaiku.

In der Alaiku genannten Landschaft befuhr ich wegen der



ungünstigen Schneeverhältnisse der Fergana-Gebirgskette sowohl während meiner Rückreise im Dezember 1906 wie auch während meiner zweiten Hinreise im April 1909, von einigen Abzweigungen abgesehen, dieselbe Route. Der Kara-darja entsteht durch die Vereinigung der Flüsse Alaiku und Karakuldscha. Etwa 30 km östlich von dem Punkt (das Dorf Tokotaj) entfernt, wo die beiden Flüsse zusammenfließen, tritt der Alaiku-Fluß durch eine bedeutende Bruchlinie aus dem Tienschan in das Fergana-Becken ein. Östlich von dieser Bruchlinie bis zum Koktan-Gebirge, genauer bis zur in der Beschreibung des Gebirges erwähnten Ischigart-Bruchlinie, erstreckt sich ein mittelhohes Schollengebirge. Die Ausdehnung dieses Gebirges in W—O-licher Richtung beträgt etwa 70 km. Da ich das Gebirge nur in dieser Richtung durchquerte, kann ich mich mit seiner N—S-lichen Ausdehnung nicht befassen. Als höchster Gipfel erscheint eine Kalksteinscholle, der Baba-Berg. Seine Höhe beträgt nach der russischen Karte 4260 m.



Alaiku ist eigentlich der Name des großen Beckens in der Osthälfte des Gebirges, das unmittelbar unter der erwähnten Bruchlinie des Koktan-Gebirges liegt. Meine Route bestand aus zwei Teilen. Die erste führte mich in das Alaiku-Becken, die zweite durch die Baba-Gebirgsgruppe in die Schlucht des Alaiku-Flusses. Kurz nach meiner Reise untersuchte D. Muschketow ausführlicher dieses Gebiet und teilte darüber zahlreiche Einzelheiten mit, sodaß ich diesmal nur meine Beobachtungen beschreiben möchte.

An der Westseite des Koktan-Tau laufen zwei Täler parallel. Sie sind von einander 5—6 km entfernt und führen beide gerade

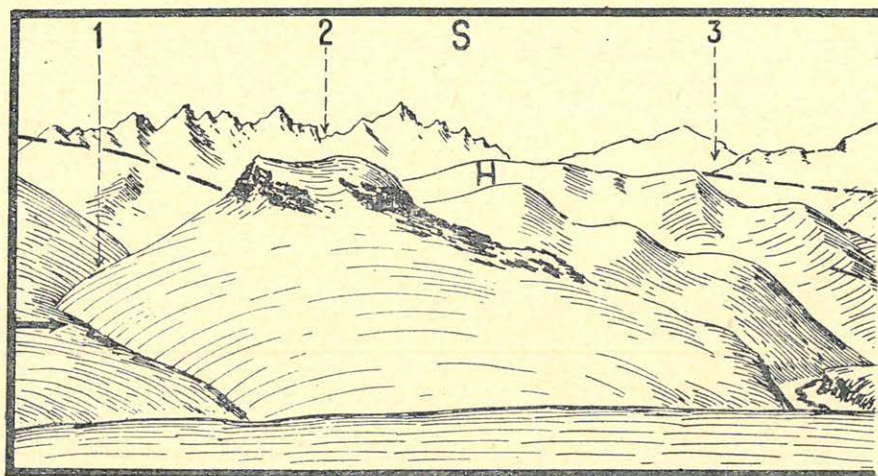
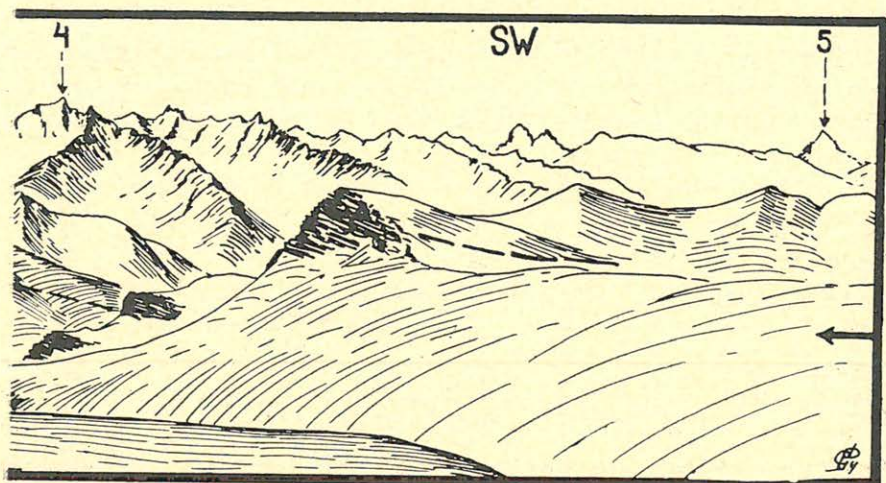


Abb. 50. a—b. Das rote Becken des Alaiku im Winter. Aussichtspunkt: Kelteschura Tal (2700 m). Im Vordergrund in der Tiefe (2540 m) die Stelle der Vereinigung der Flüsse Alaiku-Kogart und Tüs-Aschu-Su, also der Ursprung des Alaiku. 1: Arga-Tschorgol Tal. 2: Pass Sawajardin (3660 m). 3: Pass Tart-Kul (3050 m). 4: Berg Atschik-Tasch. 5: Berg Karaul-Tübe. Unter SW gehören die hohen Bergspitzen zu dem Tjuja Gebirge (um 4500 m). H: Die tiefgesunkene Scholle des Alaiku Beckens, in welcher viele hundert Meter mächtige Schichten der Hanhai-Konglomerate erhalten sind. Diese Schichten fallen gleichmäßig nach NW. (Gestr. Lin.)

nach Westen ins Alaiku-Becken. Das nördliche Tal liegt zwischen den Pässen Djitim und Kogart in einer von Nadelwäldern bedeckten Landschaft. Sein oberer Abschnitt (18 km) läuft bis zum Taltor des südlichen Sujok, der mittlere Abschnitt läuft von hier (9 km) bis zur Ruine der Festung von Aigirbulak, der untere Abschnitt führt bereits nach Südwesten am Rande des Alaiku-Beckens (13 km) und vereinigt sich in 2540 m Höhe mit dem ihm



parallel laufenden südlichen Tal, das unter dem Namen Tüsaschu bekannt ist. (Taf. VIII). Das Tüsaschu-Tal ist kürzer, es schneidet nicht so tief ins Koktan-Tau ein. Ein Ausläufer des Dschehrüj-Plateaus streckt sich nämlich südlich des vorher erwähnten. Kogart genannten Tales nach Westen aus. Dieser Ausläufer wird *Üsgenbasch* genannt. An der Nordseite des Ausläufers befindet sich das Kogart-Tal, an der Westseite wurde vom Tüsaschu im Pleistozän ein breiter Zirkus erodiert, während von der Südseite die in den Ütschtasch-Fluß mündenden Attej-Karatasch und Temirgen Täler auslaufen. Vom Zirkus des Tüsaschu kann man über dem Döjüm-Paß ins Sujok-Karakol und über dem Kalmak-



Aschu (3910 m) ins Ütschtasch-Tal hinüberkommen. Das Üsgenbasch-Plateau ist eine Scholle der N—S-lichen Faltung des Grundgebirges. Es wird hauptsächlich von einem glimmerhaltigen Quarzsandstein (Nr. 2—21) aufgebaut, der auf Grund der bisherigen Forschungen in der Schichtreihe die Devon-Karbon-Grenze vertritt. (Taf. II).

Die Üsgenbasch-Scholle (Taf. II. 40° 20' Br. und 74° 40' Lgr.) wird von den erwähnten drei Seiten von rechtwinkligen bedeutenden Verwerfungen begrenzt. Unter den Verwerfungen befinden sich an allen drei Seiten die Tafeln von Angara-Schichten. Im Norden, im Sujok-Kogart-Tal, kommen in der Verwerfung an mehreren Stellen die senkrecht stehenden Schichten eines sandigen, kohlenhaltigen Tonschiefers vor. Im Tüsaschu-Tal tritt ein glimmerhaltiger toniger Sandstein (Nr. 2—20) in kleinen Schollen zerbrochen auf. Diese Schollen sind eigentlich Tafeln, die am



Fuße des Üsgenbasch unter  $16-20^\circ$  nach Westen einfallen, mehr nach Westen aber kommen sie ins Gebiet des Kogart-Bruches und hier fallen sie schon unter  $30-45^\circ$  nach Norden ein. In größerer Höhe (3500—3700 m) liegen die Angara-Tafeln an der Seite des Ütschasch bereits viel ruhiger, fast horizontal. Dies ist ein Beweis dafür, daß diese Schichten auf der Üsgenbasch-Scholle des Grundgebirges und um sie herum fremdartig liegen. Außer den grünlichen Angara-Sandsteinschichten von Ütschasch sind die roten Hanhai-Konglomerate solche Deckschichten, die regelmässig gelagert sind. Die Mächtigkeit der Angara-Schichten ist hier recht groß, sie beträgt mindestens 1000 m.

Von der Ruine von Aigirbulak des Sujok-Karakol bis zum Nebental Karagatte des Tüsaschu-Tales ist für die Randverwerfung des Alaiku-Beckens eine gerade Linie zu ziehen. Der unterste 5 km lange Abschnitt des Tüsaschu liegt bereits in den das Becken ausfüllenden Hanhai-Schichten, die am Rande des Alaiku-Beckens in 2—300 m hohen Hügeln seitwärts neben den unter  $45^\circ$  nach Norden fallenden Angara-Schichten liegen. Die Hanhai-Schichten bestehen hier aus einem harten roten Quarzkonglomerat (Nr. 2—19). Die mächtigen unter  $10^\circ$  nach Nordwesten fallenden Bänke bilden gegen das Tüsaschu-Tal niedrige Felsenwände. Westlich des Kogart folgt ein roter kalkiger Sandstein (Nr. 2—18). Diese Bildung ist eine regelmässige Deckschicht des Konglomerats. Sowohl das Konglomerat als auch der kalkige Sandstein dürften vom Norden oder Süden herkommen, da die Gesteine des Koktan-Tau kein solches Material liefern konnten.

Die roten Hanhai-Schichten des Sujok-Kogart-Tales greifen mit einer tiefen Bucht in dieses Tal bis zum Aigirbulak ein. Vier von Norden ablaufende Täler, von Osten nach Westen der Reihe nach: das Kaschka, Depke, das Große- und Kleine-Balgandi durchqueren die senkrecht gelagerten sandigen kohlenhaltigen Tonschiefer der Angara-Schichten, ehe sie die Hanhai-Schichten des Alaiku-Tales erreichen. Erst an der Ostseite des Tales Kelteschura ist eine N—S-lich ablaufende Verwerfung vorhanden, die vom Abbruch des Grundgebirges vom Koktan-Tau gerechnete dritte Bruchlinie, wo die Hanhai-Schichten das Alaiku-Becken in seiner ganzen Breite einnehmen. Nicht nur die Angara-Tafeln verschwinden hier in der Tiefe, sondern auch das Gesamtbild des Beckens verändert sich hier. Die Breite der Hanhai-Schichten beträgt 18 km. Ursprünglich wurde das Becken bis zur heutigen Isohypse 3400 m von einem roten Sandstein ausgefüllt. Der tiefste Punkt des Beckens befindet sich heute in etwa 2100 m. Die



Mächtigkeit des das Becken ausfüllenden roten Sandsteins ist weit über tausend m, auch wenn sie vielleicht die Differenz zwischen den beiden Zahlen nicht erreicht. Infolge nachträglicher Senkungen kann vielleicht der Beckengrund noch tiefer geworden sein, obwohl ich größeren Einfall als  $10^\circ$  im roten Sandstein nur am Beckenrand beobachten konnte. Die Tafeln des Sandsteins liegen, wie dies auch in der Abb. 50 a–b dargestellt wird, verhältnismäßig ruhig. Die Flüsse erodierten in den Sandstein breite tiefe Schluchten. Sie dürften das ganze Jahr hindurch recht schwer zu befahren sein, da meine Kirgisen mich sowohl im Dezember wie auch Anfang Mai trotz meiner Eile und dem Umstand, daß

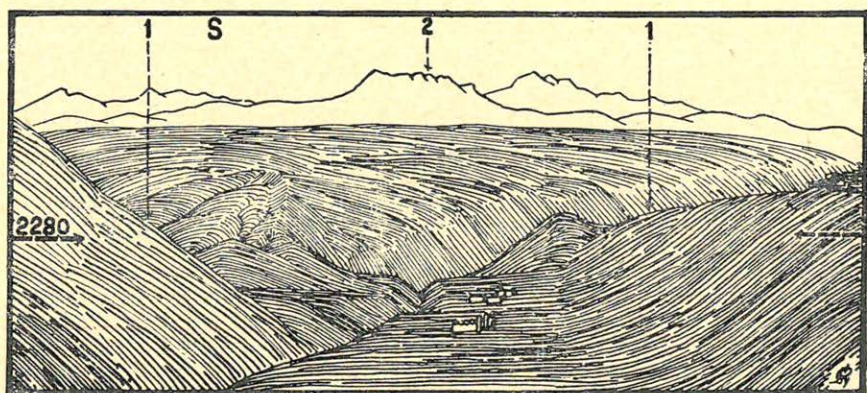


Abb. 51. Das Alaiku Becken aus dem Tschitschirganak Tal, 15 km westlich von dem Kelteschura Tal. Die wellige Hochebene (2500–3200 m) des Einsturzbeckens Alaiku mit tiefer Talung aus der jungtertiären Zeit und mit diluvialen Terrassen. Hochsteppe, an den Terrassen Kischlaks und Grabdenkmäler. Die Hochebene besteht durchweg aus Hanhai-Schichten. Rechts am Bildand dicke Konglomeratbänke. 1–1: Alaiku Graben 2: Berg Karaul-Tübe (S. Abb. 50.)

ich ihre Pferde benutzte, auf hohe Rücken hinaufführten (Ara-bulak-Paß, 3070 m).

Von der Nordseite des Alaiku-Beckens hat man einen weiten Ausblick über das Alaiku-Becken, wie dies auch in Abb. 51 ziemlich gut dargestellt wird. Aus größerer Entfernung erscheinen die durch die Erosion ein wenig zergliederten Tafeln des horizontal gelagerten Sandsteins als ein einziges Plateau. Die Mitte des Beckens liegt in etwa 2500–2600 m Höhe. Von demselben Aussichtspunkt aus sah ich nach Norden zu eine mächtige rote Wand,



die eine mindestens 20 km lange gerade Linie in der Landschaft bildete. Diese Wand entstand durch das Abschneiden der Enden von mehreren Gebirgsgraten. Dies waren Gebirgsgrate, die aus einer breiten Rumpffläche erodiert wurden (Abb. 52). Nördlich des Alaiku-Beckens befindet sich eine mächtige Gebirgskette, die Balgandi-Gebirgskette. Nach D. Muschketow ist diese Gebirgskette ein Seitengrat der Fergana-Gebirgskette zwischen den Tälern Kogart und Terek. Ihr Ostende ist die Spilitdiabas-Masse des in der Beschreibung des Kurpe-Tau erwähnten Sujok-Passes, ihr Westende die Berge, die im Hintergrund der Abb. 52 zu sehen sind. Von der Struktur der Balgandi-Gebirgskette (die ich nach

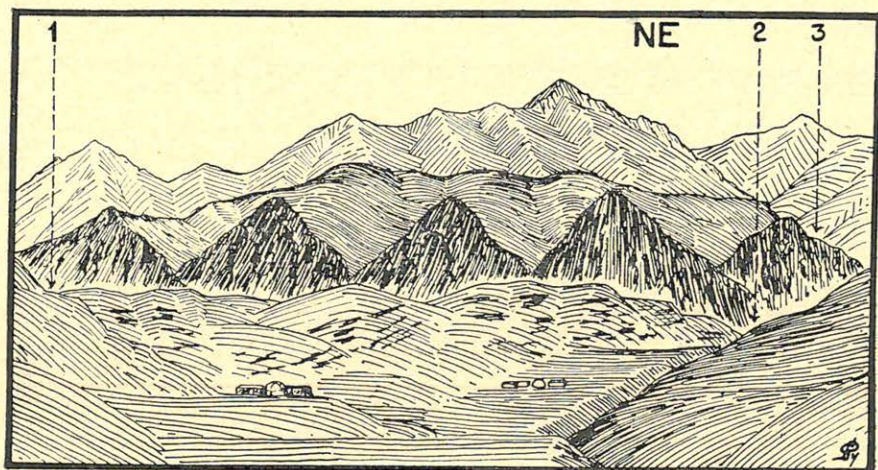


Abb. 52. Die Nordseite des Alaiku Beckens. Der Aussichtspunkt ist der gleiche wie in der Abb. 51. 1: Terek Tal. 2: Usun-Bulak Tal. (S. Abb. 53.) 3: Kapka-Tasch Tal. Im Hintergrund das Balgandy Gebirge. Die mittlere Zone mit einer Rumpffläche ist durch eine scharfe Verwerfung abgeschnitten. An der Verwerfung sehr steil gestellte rote Sandsteinplatten. Im Vordergrund wenig gestörte Hanhai-Schichten, mit diluvialen Terrassen ausgefüllten tiefen Tälern.

dem Namen ihres am meisten bekannten Paßtales so benenne) konnte ich nur so viel beobachten, was ich vom Usunbulak genannten Tal sehen konnte (Abb. 53). Am Gebirgsgrat sind die querstreichenden Schichten der Faltung vom Grundgebirge zu sehen. Daneben befindet sich eine fast horizontal gelagerte Tafel in Höhe von 3500—3800 m. Etwas näher kann man Farben beobachten, die auf den hellgrauen Karbonkalkstein hinweisen. Das Hochgebirge geht nach dem Alaiku-Becken zu in 3500 m Höhe in eine Rumpffläche über. Die Zone dieser Rumpffläche ist etwa



5 km breit. Oben ist in ihr ein tiefer Graben vorhanden. Die Rumpffläche bildete sich an den dunkelroten Sandsteintafeln, die mit einer auffallenden Regelmäßigkeit unter 70 Grad steil nach Süden einfallen. Zweifelsohne entstand diese Rumpffläche als eine Partie der großen Rücken des Alaiku-Beckens. Heutzutage wird sie aber von ihm durch eine starke scharfe und gerade Verwerfung getrennt. Diese Verwerfung dürfte ganz jung sein, keinesfalls älter als diluvial. Diese Tatsache wird auch durch die Frische ihrer Linien verraten. Die verhältnismäßig kleinen Unregelmäßigkeiten, die sich in den Hanhai-Tafeln des Alaiku-Beckens offenbaren, sind wahrscheinlich auf diese Verwerfung entlang der roten Wand zurückzuführen. Auch über den steil gestellten Schichten des alten roten Sandsteins liegt noch ein wenig Hanhai-Sandstein. Auch dieser Umstand weist darauf hin, daß die Schichten der Kapkatasch genannten roten Wand bedeu-

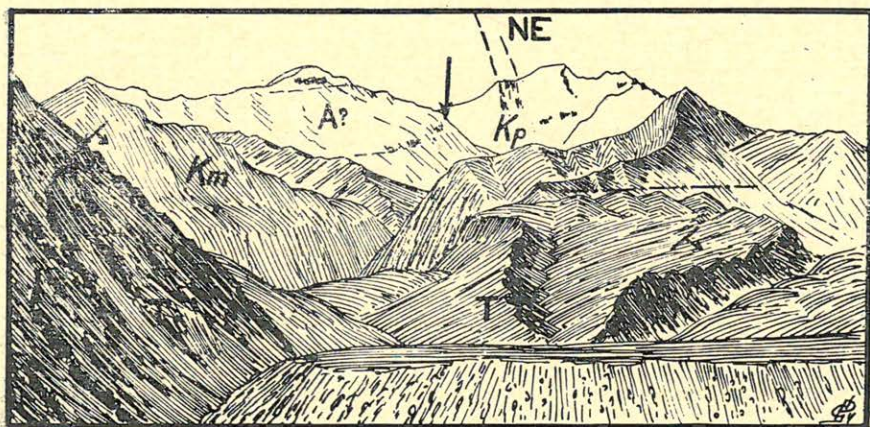


Abb. 53. Das Usun-Bulak Tal, der nördliche Abschnitt des Tschitschirganak (S. Abb. 52.) Aussichtsp. 2540 m. T: Die Verwerfung mit den steil (70 Grad) gestellten roten Sandsteintafeln und Rumpfflächenresten. Km: Oberkarb. Kalkzone, Liegendes des T. Kp: Schiefergebirge des Balgandy. A?: Scheinbar horizontale graue Schichten, aus den Geröllen beurteilt Angara-Sandstein Schichten.

tend älter sein müssen. Vermutlich sind sie in die jurassischen Schichten von D. Muschetow einzureihen. In meinen Notizen habe ich diesen älteren roten Sandstein in die Gesteinsgruppe der mit den Angara-Schichten gleichaltrigen Tibeter-Transgression eingeteilt und daher stammt auch die Bezeichnung T in meinen Abbildungen.

Der Alaiku-Fluß verläßt dieses große rote Becken im nord-westlichen Winkel. Im fast 30 km langen Becken befindet sich



in diesem Winkel eine 2700 m hohe abgetragene Grundgebirgsscholle. Auf diese Scholle fließt der Terek, der an dieser Scholle lezw. an ihrem Ostrand nach Süden biegt und nach dem Alaiku-Becken zu eine Schlucht erodierte. Dagegen aber biegt der Alaiku gerade bei der Mündung des Terek von der bisherigen westlichen Richtung im rechten Winkel nach Norden und erodierte fast ganz parallel mit dem Terek, jedoch in entgegengesetzter Richtung, ein tiefes Tal. Ganz parallel mit diesem Tal des Alaiku ist an der Scholle auch ein drittes Tal vorhanden, kaum 3 km vom Tal des Alaiku entfernt. Es wird als Pura-Tal bezeichnet. Im Pura-Tal befindet sich ein 2500 m hoher Paß. Das heutige Bett des Alaiku

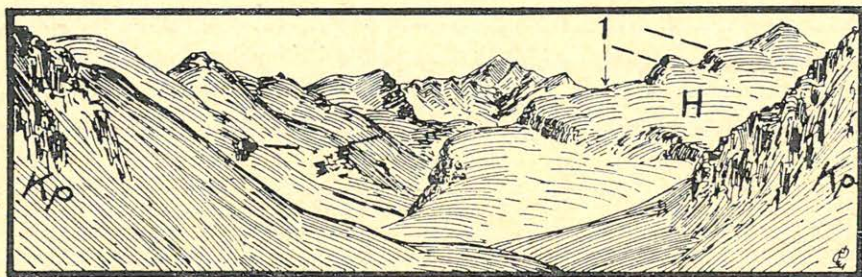


Abb. 54. Das Pura Tal. 10 km westlich von dem Usun-Bulak (S. Abb. 53). Aussichtsp. 2500 m. Richtung NW. 1: Tura Paß (2500 m). Kp: Senkrecht gefaltete Tonschiefer und Serizitphyllit Schichten. H.: Fast wagerechte Hanhai-Schichten.

liegt im Einschnitt der Pura-Scholle in 2100–2000 m Höhe.

Das Gestein der Pura-Scholle besteht in der Umgebung des Pura-Passes aus einem kieseligen Tonschiefer (Nr. 331) und in der Mündung des Pura aus einem serizithaltigen Phyllit (Nr. 217). An dieser Stelle verschwindet dann dieses Gestein in der Verwerfung des Alaiku-Beckens. Abb. 54. zeigt das vom Pura-Paß nach dem Terek führende Tal mit seinen Tonschiefer-Fenstern. Der rote Sandstein bedeckt nämlich das Grundgebirge auch hier in einer beträchtlichen Mächtigkeit. Abb. 55. beweist, daß die Faltung des Grundgebirges in kleinere Stücke zerbrochen wurde und auch die abgesunkenen Teile durch die fast horizontal gelagerten Tafeln des roten Sandsteins ausgefüllt worden sind. Abb. 56. zeigt das kleinere Ojtal-Becken, das vor dem westlichen unteren Ende der Alaiku-Schlucht liegt. In der Pura-Scholle befindet sich nämlich eine trogartige Senkung, deren Grund in einer Höhe von 1920 m liegt. Darin befindet sich das Haus der russischen Grenz-wache, etwa 40 km von der Reichsgrenze entfernt. Das Ojtal-Becken ist die Senkung von roten Sandsteintafeln. Es wird in



großer Mächtigkeit von grauem pleistozänen Schotter aufgefüllt.

Der Alaiku-Fluß fließt aus dem Ojtal-Becken in die große Schlucht, in die Kaptischagaj. Nach der breiten kommt er dann in die enge Schlucht. Der obere Abschnitt dieser Schlucht ist 17 km lang und zeichnet eine NNW-lich ablaufende steife gerade Linie in die Landschaft. Zweifelsohne ist sie also tektonischen Ursprungs. Auch ihr unterer Abschnitt ist fast genau so lang, wenn nur das in die Faltung des Grundgebirges erodierte Bett bis zur Uferlinie des Kreide-Meeres gemessen wird. Auffallend ist die Tatsache, daß der untere Abschnitt genau senkrecht auf den oberen verläuft. Auch die übrigen wichtigen strukturellen Rich-

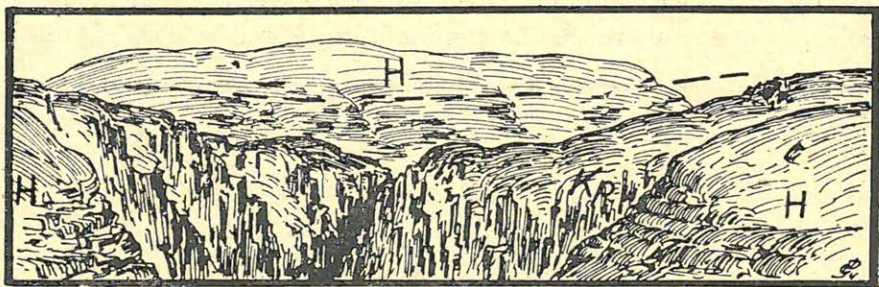


Abb. 53. Das Djaman-Tal Tal, 8 km östlich von der ruß. Grenzzollwache Oj-Tal. Aussichtsp. 2600 m. Kp: Schwarzer fettglänzender senkrecht gestellter Tonschiefer. H: Hanhai-Tafel.

tungen der Gegend stehen offenbar senkrecht zueinander, sodaß im Aufbau eine quadratische Regelmäßigkeit zum Ausdruck kommt. Der obere Abschnitt liegt in der Streichrichtung der Fergana-Gebirgskette, der untere Abschnitt in der Streichrichtung des Üjürmen-Tau. Im Kapitel über den Kurpe-Tau habe ich bereits erwähnt, daß die Fortsetzung der großen Längsbrüche des Üjürmen-Tau in den nördlichen Tälern Sujok und Tschongtör zweifelsohne nachzuweisen ist. Wenn wir annehmen, daß auch an der Nordseite der Balgandi-Gebirgskette eine ähnliche Längsverwerfung existiert, welche Annahme weder der Darstellung von D. Muschketow noch der steifen und geraden Längslinie des Terek-Tales widerspricht, so gelangen wir an dieser Bruchlinie entlang zur Pura-Scholle und zum Ojtal-Trog. In der heutigen Morphologie des Tienschan spielt die Faltung des Grundgebirges eine untergeordnete Rolle, dagegen aber herrschen hier die Brüche verschiedenen Alters vor. Im Alaiku-Kaptischagaj, dessen Name sich nicht nur auf die Schluchten sondern auf die ganze Gegend bezieht (auch in der politischen Einteilung kommt der Name



Kaptschagaj-Wolos vor), kommt das quadratische Gebirgsgrat und Talsystem in den miteinander parallel ablaufenden Linien des Akbogus, Tongsche, Tujuk, Toktosch und des erwähnten unteren Abschnittes des Alaiku zur Geltung.

Wenn diese teilweise beobachteten, teilweise vermuteten Bruchlinien in die Faltung des Grundgebirges eingetragen werden, so ist es sehr schwer, zwischen ihnen einen Zusammenhang zu finden. Keine Richtung der Bruchlinien entspricht dem Streichen des Grundgebirges von D. Muschketow. Dagegen aber, von der Senkung des Fergana-Beckens aus betrachtet, erscheint der obere Abschnitt als ein Randbruch und der untere Abschnitt radial. Zweifelsohne hat man es hier mit einer zerbrochenen Grundgebirgsscholle zu tun, die im großen und ganzen eine quadratische

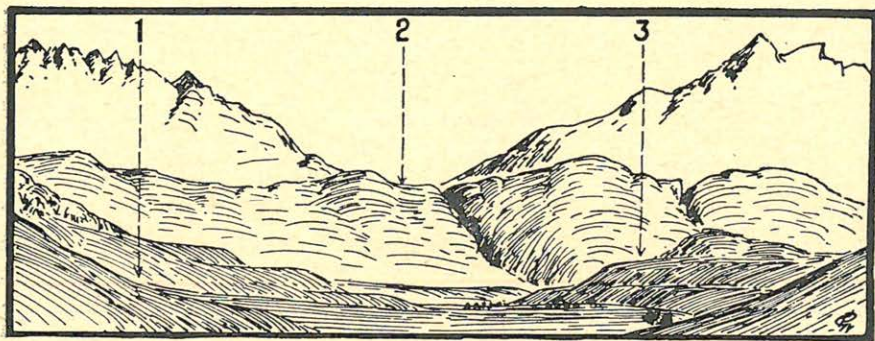


Abb. 56. Das Oj-Tal Becken vom südlichsten Eck nach NW gesehen. Aussichtsp. an der Tschong-Khasek Mündung 1990 m. 1: Tschong-Khasek Tal. 2: Südeingang der Schlucht Alaiku-Kaptschagaj. 3: Ungef. Lage des ruß. Grenzzollhauses. Schiefergebirge mit einem kleinen Einsturzbecken ausgefüllt mit Hanhai-Schichten und in der Mitte ein trockengelegtes Seebecken mit Seeterrassen.

Gestalt aufweist und deren Durchmesser etwa 38—40 km beträgt. Dem Alaiku-Fluß ist es gelungen, diese Scholle zu durchbrechen. Die hydrographische Verbindung zwischen dem 3400 m hohen Alaiku-Becken und dem Fergana-Becken wurde also durch diesen Fluß hergestellt. Soweit ich feststellen konnte, und dieser Feststellung widerspricht auch die russische militärische Karte nicht, lag die Rückenoberfläche des Alaiku-Kaptschagaj-Gebietes, die heute bereits eine kaum erkennbare, ganz zergliederte Rumpffläche darstellt, in ähnlicher Höhe. Daraus folgt, daß die aus rotem Sandstein bestehende Auffüllung des Alaiku-Beckens die einheitliche Rückenoberfläche des Kaptschagaj erreichte, durch die das Wasser des Sees im Becken herausfloß. Wenn nicht



überall ganz junge und großartige vertikale Bewegungen vorhanden gewesen wären, wäre diese Annahme ziemlich berechtigt. So bleibt sie aber nur eine Arbeitshypothese, die sich auf die größte Höh der roten Auffüllung und auf die Höhe der Rumpffläche des vor ihr liegenden Gebirges stützt. Aus dem Becken und seiner Umgebung stammt der Fluß, der die Kapschagaj-Schlucht erodierte. Da die Gräben in Verwerfungen liegen, kann angenommen werden, daß die Verwerfungen nach der Hanhai-Auffüllung des Alaiku-Beckens, also später entstanden sind, als die Flüsse die Rumpffläche des Kapschagaj bereits passierten, ferner, daß sie mit jenen Verwerfungen gleichaltrig sind, die bereits auch die Hanhai-Schichten im Becken verworfen haben. Ich gedenke diese Vermutungen nicht als Resultate, sondern nur als bescheidene Hilfe zu den russischen Forschungen zu erwähnen. Jedenfalls möchte ich noch hier betonen, daß es gut wäre, wenn die russischen Forschungen die Beobachtungen der westeuropäischen und amerikanischen Forscher mehr beachten würden, um eine erfolgreiche Arbeit zu erzielen, wenn auch diese Beobachtungen meistens nur wissenschaftliche Schnappschüsse sind. Es darf nicht vergessen werden, wie arm an Gehalt die russischen militärischen Karten sind.

Bei meinen Beobachtungen über das Alaiku-Kapschagaj möchte ich vor allem auf Abb. 57 a—b aufmerksam machen. Hier wird das Ostende des Kapschagaj gezeigt. Im Vordergrund sieht man hier den Nordfuß der riesigen Pyramide (4260 m) des Baba-Tasch. Diese Pyramide besteht aus einem dunkelgrauen Kalkstein (Nr. 332) mit Kalzitadern, muscheligem Bruch und dicken Schichtbänken. Die Schichten fallen im allgemeinen nach Süden, beim Eingang der Schlucht lagern jedoch die eingestürzten Schollen unregelmäßig. Der Berg scheint der Rest einer aus den Tafeln der oberkarbonischen Transgression herausgeschnitten Scholle zu sein. An seiner Ostseite wird er durch eine N—S-liche Verwerfung von der aus der starken Faltung des älteren (devonischen?) kieseligen Tonschiefers herausgeschnitten Scholle, von der Pura-Scholle, getrennt. Wegen des Hochwassers des Alaiku konnte ich Anfang Mai 1909 den Fluß nicht durchqueren, sodaß ich vom in 1900 m Höhe liegenden Bett einen 2060 m hohen Felsengrat übersteigen mußte. Von hier habe ich dann die Skizze gezeichnet. Dieser Felsengrat ist eine alte (altdiluviale?) Talsohle. Noch höher befindet sich der Rest einer zweiten Talsohle, der wahrscheinlich mit der Oberfläche des Pura-Plateaus in Verbindung zu bringen ist. Dies weist auf das Spätneogen hin. Dieser Rest der Ober-



fläche ist bereits an den vertikal stehenden Schichtköpfen des schwarzen Tonschiefers ausgehobelt. Die Schlucht fand also zweifelsohne eine große Bruchlinie.

Die erwähnte Bruchlinie des oberen Kaptschagaj beginnt in der Schlucht am Nordfusse des Baba-Tasch, und hier biegt der mit dem Akbogus vereinte Alaiku-Fluss plötzlich nach Norden. Die Kalksteinpyramide des Baba-Tasch, die von dieser Verwerfung unberührt blieb, sieht direkt auf diese nördliche Schlucht. Die Scholle des Baba-Tasch ist also selbständig. Sie gehört nicht zu dem Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge. Mein Weg führte mich unten durch die Schlucht und, obwohl ich diesen Weg zweimal

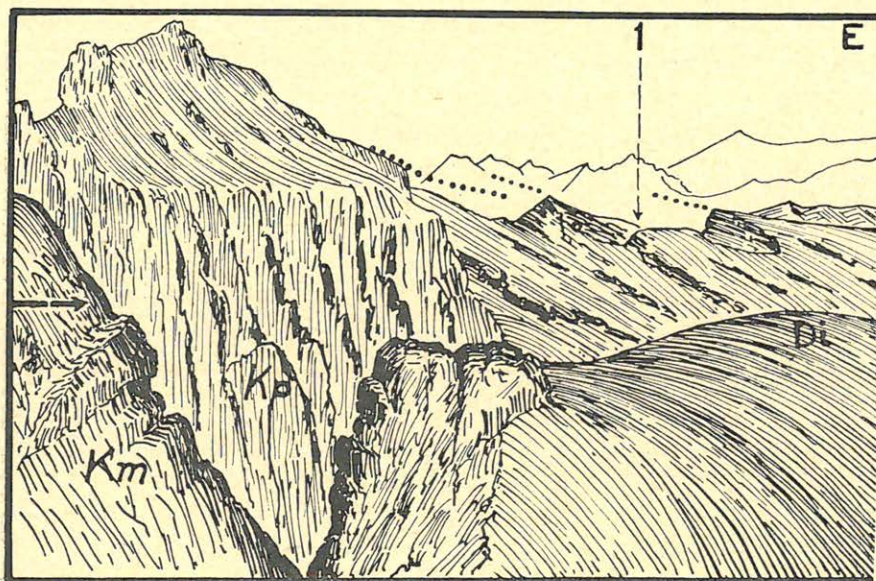
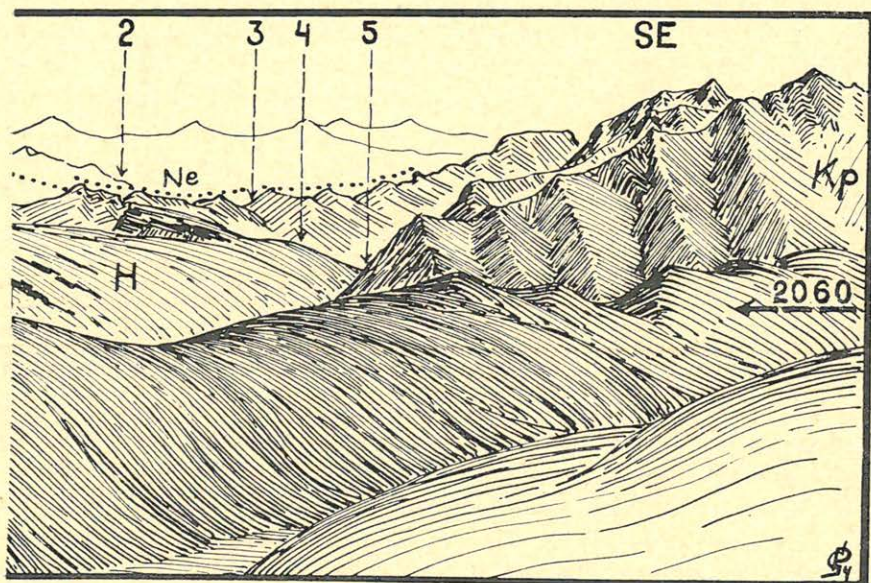


Abb. 57 a—b. Das Oj-Tal Becken vom Westen. Der Aussichtspunkt liegt über der unwegsamen Schlucht an der Vereinigung des Alaiku und des Akbogus. (2060 m). 1: Kongdyk Tal. 2: Pura-Terek Tal. 3: Pura Paß (2500 m). 4: Djaman-Tal Graben. 5: Ungef. Lage des russ Grezzollhauses Oj-Tal. — Kp: Kieseliger Tonschiefer (Nr. 2—16) in starker Faltung, meistens senkrecht gestellt. Km: Dunkelgrauer Oberkarbonkalkstein, diskord. schwach geneigt. H: Hanhai-Konglomerat in dem Einsturzbecken. Ne: Neogene Abträngungsfläche. Di: Diluv. Schotter.

durchfuhr, konnte ich nur soviel feststellen, daß hier im Querschnitt durch zwei große Verwerfungen 3 von einander abweichende Zonen herausgetrennt wurden. Die südliche Zone erstreckt sich bis zur Linie der einander gegenüberliegenden Nebentäler Tongse und Kongdük. In niedrigen Schollen befin-



den sich hier die nach Süden fallenden Schichten eines dunkelgrauen (oberkarbonischen) Kalksteins. Die Streichrichtung beträgt  $70^\circ$  (ONO). Trotz des steilen Einfallens ist hier keine Faltung zu sehen. Die Zone stellt eigentlich einen eingestürzten Abschnitt einer großen Kalksteintafel dar. Die zweite Zone befindet sich zwischen dem Tongse und dem Tujuk. Hier ist der schwarze Tonschiefer (Nr. 2—14), der in Richtung  $60^\circ$  streicht, stark gefaltet. In der Nähe des Tujuk-Tales existiert eine auffallende Bruchlinie, entlang deren eine mächtige Brekzie (Nr. 2—15) und daneben im Norden eine breite ophitische Diabasmasse (Nr. 333) vorhanden ist. Hinter dieser zweiten Verwerfung folgt



ein schwarzer blätteriger Tonschiefer, der stellenweise als Deck-  
schiefer benutzt werden kann.

Die vorher erwähnte Schlucht läuft senkrecht zur Linie des unteren Kaptschagaj und, da sie keine Fortsetzung hat, erreicht sie hier den Berg und am anderen Ende den Baba-Tasch. Der wasserreiche Alaiku fließt hier in einen Graben, der in seinem östlichen Abschnitt nur einen größeren Bach, den Karakol-Bach oder Karatasch, führt. Hier wiederholt sich die Struktur, die ich in der Umgebung des Baba-Tasch und des Pura-Plateaus beobachten konnte. Dieses Gebiet zergliederte sich nicht in Schollen, die von sich schneidenden und langen Bruchlinien begrenzt werden, sondern es erlitt Brüche, die in T-Form liegen. Die Baba-Tasch-Karatasch-Bruchlinie des Alaiku-Kaptschagaj verbindet die zwei



langen Bruchlinien Akbogus-Ojtal-Terek und Tar-Alaiku-Karatasch quer miteinander, wie eine Seitengasse zwei Hauptstrassen verbindet.

Nach der Zeichnung von D. Muschketow (36—Taf. IV.) streicht die Faltung des Grundgebirges im Gebirge östlich des Bujga-Tales bis zur Babatasch-Karatasch-Schlucht in Richtung  $280-100^\circ$ , die Streichrichtung ist also fast W-O-lich. Wie ich feststellen konnte, ist hier der tektonische Aufbau bedeutend komplizierter als im allgemeinen im Inneren des Tienschan. Die Faltung des Grundgebirges erlitt hier eine Veränderung in so großem Maße, daß die Streichrichtungen der Falten hier kaum noch mit Leitlinien anzugeben sind. Man hat den Eindruck, als wenn sich hier zwei Faltenachsen kreuzen. Die Natur der beiden Faltungen scheint jedoch voneinander abweichend zu sein. Am wahrscheinlichsten ist es, daß die vorherrschende und grundlegende Faltung eine W-O-lich streichende Achse besaß, die eher in Richtung  $250-70^\circ$  verlief, also sich gegen das Alai-Gebirgssystem bog. Die andere Faltenachse liegt im großen und ganzen senkrecht zu der ersten, sie verläuft genau in N-S-licher Richtung. Diese zweite Achse ist bestimmt jünger, weil sie auch auf die mesozoischen Schichten einen Einfluß ausübte, ja sogar gerade in diesen am deutlichsten zum Ausdruck kommt. Auf Grund ihrer Form können diese Faltungen jedoch nicht als richtige Faltungen betrachtet werden, vielmehr sind sie unechte Falten, die die Form der richtigen Falten nachahmen, sie begleiten die einseitigen Flexuren.

Das paläozoische Grundgebirge im Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge besteht hauptsächlich aus einem schwarzen Tonschiefer, der das Hauptgestein des Devons im Tienschan ist. In den darüber liegenden Karbonschichten konnte ich folgende Serie feststellen: 1. Schwarzer kalkhaltiger Quarzsandstein, 2. Schwarzer, ein wenig sandiger Kalkstein mit weissen Kalzitadern, 3. Dickbankiger grauer Kalkstein, 4. Rötlicher Arkosensandstein. Nach D. Muschketow vertreten alle diese Bildungen das Unterkarbon, zwischen dem Devon und Karbon sowie im Karbon selbst ist keine Lücke zu verzeichnen. Die große Lücke erfolgte erst nach dem Karbon, als das Gebiet im allgemeinen zum Festland wurde. Ich muß noch darauf aufmerksam machen, daß im Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge ein bedeutender Unterschied zwischen der Struktur des Baba-Tasch-Kalksteins und der der älteren Bildungen vorhanden ist. Der Unterschied offenbart sich sowohl in der Streichrichtung als auch im Grade der Zusammenpressung. Auf Grund der Untersuchung von großen zentralasiatischen Gebieten muß ich es für wahrscheinlich



halten, daß das Alaiku-Gebiet eine ähnliche Entwicklungsgeschichte aufweist wie die in seiner östlichen Nachbarschaft gelegenen Gegenden. Es heißt, daß in der devonischen-karbonischen Schichtserie eine orogene Unterbrechung besteht. Da ich das Alter dieser Schichten nicht festsetzen konnte und mein Urteil sich nur auf petrographische Ähnlichkeiten stützt, kann ich mich über den genauen erdgeschichtlichen Zeitpunkt dieser orogenen Unterbrechung nicht äußern.

Die erwähnten Schichten fallen in diesem Gebirge im allgemeinen nach Süden, mit Ausnahme der Devon-Schichten, die derart zusammengepreßt sind, daß die Struktur ihrer Falten nur auf Grund der äußerst ausführlichen Beobachtungen nachzuweisen wäre. Die jüngeren paläozoischen Schichten sind im allgemeinen glatte Tafeln, die an der Nordseite des Talabschnittes Tar-Alaiku auch einen 60–80° steilen Einfallwinkel zeigen, meistens aber an dem Fluß entlang nur unter 20–30° nach Süden einfallen. Sie sind hier nicht ungefaltet, wie im Baba-Tasch-Gebirge, sondern sie weisen verhältnismäßig sanfte Biegungen auf. Die Anwesenheit der Tar-Karatasch-Bruchlinie untersteht keinem Zweifel, obwohl durch sie die Bildungen ebenso wenig vertikal verworfen wurden wie durch die mit ihr im rechten Winkel ablaufende Bruchlinie der oberen Schlucht. Die Gesteine der beiden Seiten sind in beiden Abschnitten gleich, nur ein struktureller Gegensatz besteht zwischen ihnen.

Im Tar-Alaiku-Tal, etwa in der Mitte des Talabschnittes, befindet sich eine Scholle, deren Breite 4–5 km beträgt. Sie bildet einen Felsendamm, der im Tal quer steht und zwischen den Nebentälern Sarbie, Akber und Kate liegt. Das Bett des Alaiku befindet sich hier in 1700 m Höhe und die Oberfläche des Dammes an der tiefsten Linie gemessen in einer Höhe von 2200 m. Diese tiefste Linie markiert eine alte Talsohle, die bereits am Ende des Neogens zweifelsohne existierte. Die Oberfläche des Dammes weist die Form eines glatten Trog auf. Der Alaiku durchbricht diesen Damm in einer tiefen Schlucht und mit einer großen Biegung nach Norden. In der Schlucht sind Erosionsterrassen zu sehen. Die Kirgisen führten mich im Dezember 1906 an der Oberfläche des Dammes und im Mai 1909 an der Seite der Schlucht auf der Terrasse, die in 2050 m Höhe liegt. Der Sarbie-Damm besteht aus einem ophitischen Diabas (Nr. 334).

Die Entfernung zwischen dem Sarbie-Damm und dem Bujga-Tal beträgt 13 km. Der Alaiku fließt in diesem Abschnitt, nachdem er die Sarbie-Schlucht verläßt, wieder in einer geraden Linie



weiter. Er durchquert ein Gebirge, das 4 auffallende Stufen besitzt. Die erste ist die Sarbie-Scholle selbst, die zweite eine 4 km breite Kalksteinstufe, die dritte eine 3 km breite Diabasstufe und zum Schluß die unterste eine 6 km breite von Hanhai-Schichten bedeckte Kalksteinstufe. Alle diese Stufen stellen Randverwerfungen dar, die infolge der Senkung des Fergana-Beckens zustande kamen. Die Stufen liefern die handgreiflichen Beweise dafür, daß die jüngeren paläozoischen Schichten von den älteren eine abweichende Struktur besitzen und ungefalteter sind. Dieses geht auch aus ihrem Verhalten zu den Ferganaer-Verwerfungen hervor. Die Ferganaer-Verwerfungen sind den paläozoischen Schichten gegenüber zweifelsohne jung. Als die Verwerfungen sich auf die spätpaläozoischen Schichten auswirkten, waren diese

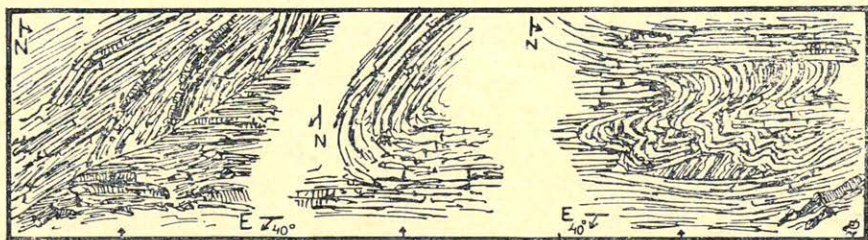


Abb. 58. Zerquetschte Teile der oberkarbon. Kalksteinschichten im Alai-Tal zwischen den Nebentälern Terek und Tutku (1600 m) an der großen östlichen Haupt-Verwerfung des Fergana-Beckens.

noch unversehrte Tafeln und ungefalteter. Nur dadurch kann erklärt werden, daß die Tafeln des dunklen kalzitadrigen Kalksteins (Nr. 2—10) in der dritten Stufe, Diabasstufe, in einer großen Abbiegung in eine auch von weitem erkennbare vertikale Lage und in N—S-liche Streichrichtung gelangten. In den Fergana-Abbrüchen verlieren aber die devonischen Schiefer kaum ihre alten Faltenstruktur. Es steht nicht einmal dafür, in ihren abgerutschten Schollen Richtungen festzustellen. Im Unkür-Tal, im unteren Teil der zweiten Stufe, liegt die große Scholle des schwarzen dünnblättrigen Tonschiefers (Nr. 2—12). Auf einer großen Strecke konnte ich hier noch die ursprüngliche W—O-liche Streichrichtung beobachten.

Ich hatte hier den Eindruck, daß über die W—O-lich streichende Faltung der devonischen Schichten im allgemeinen nach Norden fallende isoklinale Karbonschichten gelangten und nachher die Ferganaer Verwerfungen erfolgten, infolge deren beide Bildungen nach Westen, in Stufen zergliedert, umkippten.



Durch diesen Vorgang ist ein komplizierter Bau entstanden. Es kamen kleine Verschiebungen, Brüche und Zusammenpressungen vor, die meistens die Begleiterscheinungen von Senkungen größeren Maßes zu sein pflegen. Alle Anzeichen weisen also darauf hin, daß im Alaiku-Kaptschagaj-Gebirge eine sehr wichtige strukturelle Grenze vorhanden ist und zwar an der Hauptbruchlinie an der Grenze des Tienschan und Fergana. Die Resultate des nach Westen wirkenden Druckes sind hier oft anzufinden, die offenbar mit der sehr tiefen Einsenkung der Westseite und der auf diese Seite erfolgten Überschiebung im Zusammenhange stehen.

Zweifelsohne entstand die würfelförmige Scholle des Alaiku-Kaptschagaj infolge der Bruchlinien, die in W—O-licher und in N—S-licher Richtung ablaufen; wie auch die Annahme keinem Zweifel untersteht, daß die ersteren in der Streichrichtung des Grundgebirge liegen und ihre Entstehung offenbar auf die Wirkung dieser Faltung zurückzuführen ist, während die letzteren Randbrüche des Fergana-Beckens darstellen. Demgegenüber aber ist der Zeitpunkt bezw. der Rhythmus ihrer Entstehung noch völlig unbekannt. Es muß nämlich angenommen werden, daß sie nicht die Resultate desselben orogenetischen Vorganges sind, auch wenn die Lage und Struktur der Hanhai-Schichten darauf hinweist, daß sie in ihrer heutigen Form tertiären Alters sind. Die Kettengebirge Zentralasiens sind im allgemeinen lange prismatische Schollen, die aus den paläozoischen Faltungen herausgebildet wurden und in ihrer Streichrichtung liegen, jedoch stellen sie keine Faltengebirge im Sinne von Sueß dar. Die Gestalt der Schollen weist am Rande des Fergana-Beckens deshalb eine Würfelform auf, weil hier die Querbrüche stärker zur Geltung kommen und ihre Rolle in der Orogenese bedeutend größer war als in den Gebieten, die von den großen Senkungen weiter entfernt liegen oder in den Gegenden, wo die Längsschollen (Kettengebirge) mit dem Rand der Becken parallel ablaufen. Von den langen prismatischen Schollen trennten sich an den Enden in der Richtung der Fergana-Senkung Würfel ab. Am Westrande des Alaiku-Kaptschagaj bildet die große Bruchlinie des Bujga-Tales die Grenze. Ihre Länge dürfte auch 100 km erreichen. Die Ferganaer Hauptbruchlinie konnte ich im Djasi-Tal, 38 km nördlich des Alaiku entfernt, genau in der Streichrichtung des Bujga beobachten und 25 km südlich von hier entfernt feststellen. Diese Verwerfung ist zweifelsohne kretazischen Alters, man könnte ihr vielleicht genauer



auch ein turonisches Alter zuschreiben. Der Anfang der Brüche bedeutet jedenfalls nicht auch gleich ihren Abschluß.

Da die Beschreibung meiner Beobachtungen über die Bujga-Bruchlinie im Kapitel über das Fergana-Becken zu finden ist, möchte ich mich jetzt hier noch mit den Stufen des Tales Tar-Alaiku befassen und hier nur einige Details mitteilen. Das älteste Gestein der untersten Stufe oberhalb der Bujga-Bruchlinie nördlich des Alaiku-Flusses ist der kalzitadrige dunkelgraue Kalkstein. An den Bergabhängen sind hier große nach Süden fallende Tafeln zu sehen. Diese Kalksteintafeln erlitten einige Fältelungen, als sie nach der Bruchlinie des Alaiku, die südlich des Flusses liegt, einstürzten. Das Bett des Flusses liegt hier in einer Kalksteintafel, während an der Südseite eine hohe Kalksteinwand erodiert.

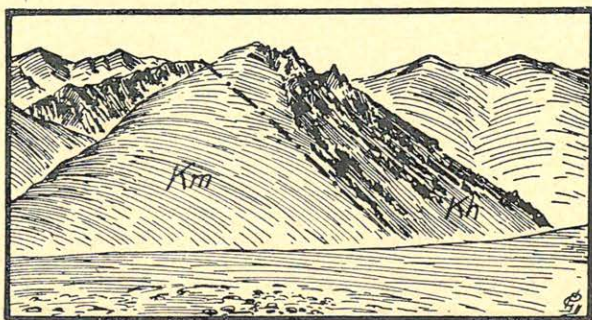


Abb. 59. Imtschik-Tasch im Sarbie Tal. Im Vordergrund (2050 m) die von dem Alaiku Fluß tief untergewaschener Schutthalde des Sarbie. Km: Oberkarbon. schwarzgrauer Kalkstein. Kh: Quarzsandstein.

wurde. Der Einfallwinkel der Tafel ist nicht sehr groß, im allgemeinen kann er auf  $20^\circ$  geschätzt werden. Das Terek-Tal durchschneidet die großen kahlen Tafeln dieses Kalksteins. An den nördlichen Bergen liegen über dem Kalkstein breite rote Hanhai-Schichten, die ebenfalls nach Süden, jedoch sanfter, einfallen. Die durch den Alaiku unterminierte Felsenwand zeigt, daß im Kalkstein N—S-lich ablaufende Verwerfungen vorhanden sind und an diesen Verwerfungen entlang eine westliche Überschiebung zustande kam (Abb. 58). An einer Stelle wurde ein kleinerer weggerissener Teil zwischen zwei große übereinander gestaute Tafeln hineingepreßt, an einer anderen Stelle entstand eine beträchtliche Falte über der ungefalteten Tafel desselben Kalksteins. In der weiten Umgebung sind die sich sanft neigenden ungefalteten Tafeln dieses Kalksteins überall zu sehen. Große Schuttkegel ziehen sich nach dem Flusse hin, sie werden unten vom



Fluß erodiert. Infolge der Einstürze sind hier schöne Erdpyramiden entstanden.

Die höhere Stufe erreicht man zwischen dem Terek und dem Tutku, sie wird auch durch die Talenge und durch die grössere Höhe der Berge, hauptsächlich aber dadurch markiert, daß

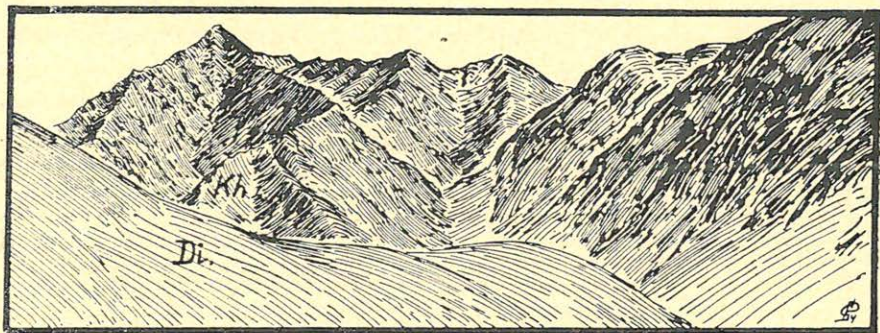


Abb. 60. Tatür Gebirge. (Alaiku Tal 2050 m). Im Vordergrund der Ak-Bel in östl. Nachbarschaft des Sarbie. Di: Diabas. Kh: Unterkarbon. Quarzsandstein.

an einer Seite des Tales Karbonkalkstein und an der anderen Seite bereits die Diabasmasse vorkommt. Weiter nach Osten zu ist eine lange W—O-lich streichende Faltung des schwarzen Ton-

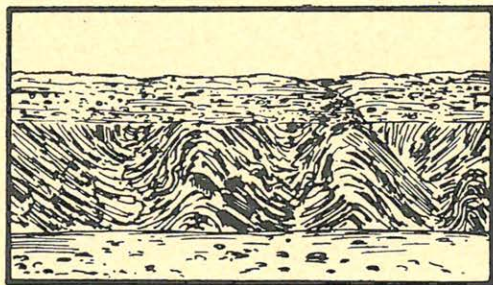


Abb. 61. Abgesägte oberkarbon Quarzsandsteinfalten im Alaiku Graben von jungdiluv. Schotter bedeckt (I. Terrasse) unterhalb der Bujga-Verwerfung.

schiefers (Nr. 2—12) zu sehen. Sie repräsentiert bereits in dieser Richtung die dritte Stufe. 200 m über den Fluß sonderte sich im Sarbie-Tal über dem Tonschiefer aus den Tafeln des Karbonkalksteins und des schwarzen Quarzsandsteins (Nr. 2—13) der Imtschik-Tasch-Berg ab. Seine Tafeln fallen unter  $45^\circ$  nach SW,



auffallende Spuren von einer Faltung sind an ihm jedoch nicht wahrzunehmen (Abb. 59). Auf der anderen Seite des Imtschik-tasch ist bei derselben Streichrichtung eine entgegengesetzte Fallrichtung zu sehen, die aber ohne Seitendruck nur infolge des Bruches zustande kam.

Der Obere Teil der Sarbie-Stufe wird in Abb. 60 gezeigt. Man steht hier eintönige kahle Abhänge der ophitischen Diabasmasse und der dunklen Quarzsandstein-Berge, die kaum etwas von der Struktur verraten. Abb. 61 beweist, daß stellenweise auch in diesem sonst kaum gefalteten Quarzsandstein die Spuren einer starken Zusammenpreßung zu beobachten sind. Abb. 62 stellt das Tal über der Stelle der Abb. 61 dar und will beweisen, daß in der Höhe die Tafeln des Quarzsandsteins zwar geneigt, doch nicht

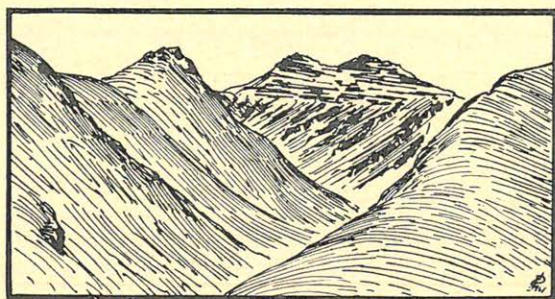


Abb. 62. Stark geneigte schwarze Quarzsandstein Schichten im Taldy Tal, ein Nebental des Alaiku mit der Einmündung in einer Höhe von 1870 m. Oben wagerechte Hanhaischichten.

gefaltet sind. Die abgetragene Oberfläche wird in einer Höhe von 2500—2600 m von den fast horizontal liegenden Hanhai-Schichten bedeckt. In der Tiefe des Tales ist eine rote Konglomerat-Scholle zu sehen, die dafür zeugt, daß diese Gebiet stark zerbrochen ist.

## 6. Die Fergana-Gebirgskette.

(Hierzu Taf. VIII.).

Die Gebirgskette, die das Fergana-Becken vom Narin-Becken trennt, wird als Fergana-Gebirgskette bezeichnet. Infolge ihrer Lage und hydrographischen Eigenschaften zog diese Gebirgskette das Interesse der Forscher in größerem Maße auf sich als die übrigen ähnlich großen Gebirge. Durch ihre Lage zwischen den



beiden Becken besitzt die Gebirgskette eine gewisse Art Selbständigkeit, da sie nur an ihren beiden Enden mit anderen Gebirgen in Verbindung steht. Der mittlere Teil ihrer Südwestseite, der etwa die Hälfte der ganzen Ausdehnung ausmacht, ist mit den aus kretazischen-tertiären Tafeln aufgebauten niedrigeren, nie über 2500 m hohen Rücken des Fergana-Beckens benachbart. Die Gebirgskette erreicht an dieser Seite eine Höhe von über 4000 m. Ihre Gipfel sind fast das ganze Jahr hindurch vom Schnee bedeckt. Die Reihe dieser schneebedeckten Gipfel ist recht auffallend. Im Nordosten trifft sich zwar dieses NW—SO-lich verlau-

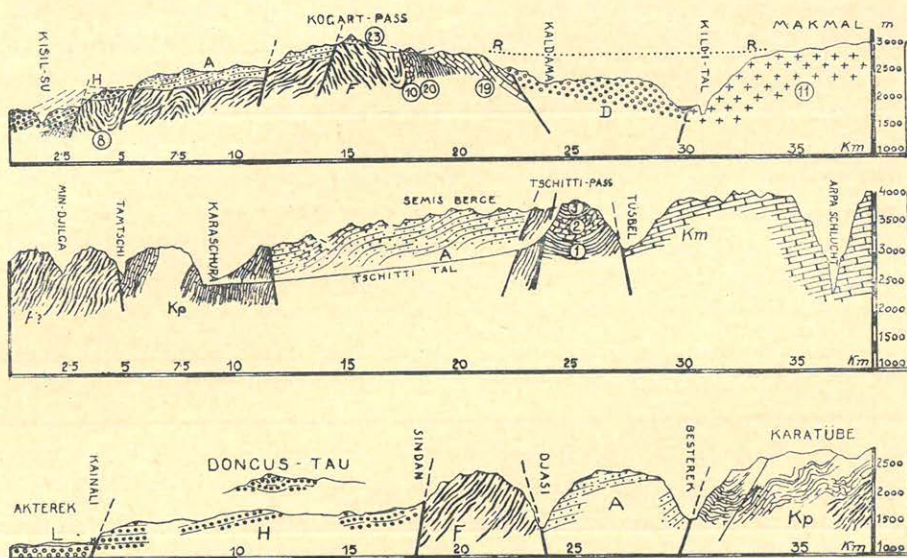


Abb. 63. Drei Querschnitte des Fergana-Gebirges zu der Tafel VIII. F: Phyllit und metam. Schiefer, Tonschiefer (1). Kp: Kalkschiefer, Kieselschiefer (3) Brekzie (2). Km: Oberkarb. Kalkstein-Tafel. A: Angara-Schichten. H: Hanhai-Sch. D: Diluv. Schotter. L: Löss. R—R: Rumpffläche.

fende Gebirge mit 3 Gebirgen, die eine in W—O-licher Richtung ablaufende Achse besitzen, doch befinden sich zwischen ihnen breite Becken, die mit ihrer Breite auch die der Gebirge übertreffen. Die Fergana-Gebirgskette ist also auch von dieser Seite frei und auffallend. Die Selbständigkeit der Fergana-Gebirgskette wird besonders durch die hydrographische Tatsache betont, daß an ihrem Grat vom großen Durchbruch des Narin bis zum Dschehrüj-Plateau des Koktan-Tau in 180 km Länge eine fast geometrisch gerade verlaufende Wasserscheide liegt. So ist es nun begreiflich, daß das Gebirge vor den eingehenderen geologischen



Untersuchungen als eine große, einheitliche tektonische Falte betrachtet wurde. Aus diesem Grunde war ich überrascht, als ich im Jahre 1906 im Kogart-Profil die ganze paläozoische Faltung senkrecht zu der Hauptlinie der Wasserscheide vorfand. Ähnliche Verhältnisse fand ich im Jahre 1909 auch im Profil Djasi-Alabuga. Zu einem ähnlichen Resultat gelangte auch D. Muschketow, der in den darauf folgenden Jahren die paläozoische Fältelung darzustellen vermochte. Es wurde ihm klar, daß die heutigen Gebirgsketten mit den paläozoischen Faltungen nichts, und auch mit den mesozoischen-tertiären Faltungen nur wenig und bloß im Gebiete des südöstlichen Flügels zu tun haben, wo die Sattel in der Streichrichtung der Fergana-Gebirgskette liegen. (Abb. 63.)

Die Entfernung zwischen den beiden erwähnten Querschnitten ist etwa 45 km. Die beiden Querschnitte befinden sich an solchen Stellen, wo an der Westseite ein freies Becken und an der Ostseite der Treffpunkt der Fergana-Gebirgskette mit anders gebauten und in abweichender Richtung streichenden Gebirgen ist. Das Profil Djasi-Alabuga durchschneidet die Fergana-Gebirgskette am Tschitti-Paß (3860 m), weshalb es kurz als *Tschitti-Querschnitt* bezeichnet werden kann.

Die Fergana-Gebirgskette ist im Kogart-Querschnitt mit dem Akschirjak-Tau und im Tschitti-Querschnitt mit dem Djamandawan-Tau verbunden. Beide befinden sich in der Westhälfte des Großen-Narin-Beckens. Durch ihre W—O-lich streichenden Züge gliedern sie den westlichen Teil dieses Beckens in drei Buchten. Die nördliche Bucht ist das Togustorau-Becken. Hier ist der Graben des Narin-Flusses, im Norden gelangt der Narin aus diesem Beckenteil kommend in die Dschumgal-Schlucht. Die mittlere Bucht ist das Makmal-Becken. Darin fließt der Arpa-Fluß ebenso in einer tiefen Schlucht ein, wie der Narin aus dem Togustorau austritt. Die südliche Bucht ist das Arpa-Becken. Aus ihm fließt der Arpa-Fluß ins Makmal.

Die westlichen Endungen der drei Becken werden durch eine Talreihe verbunden. Diese Talreihe trennt also, wenigstens im orographischen Sinne, die mit der Fergana-Gebirgskette verbundenen östlichen Gebirge ab. Im Tschitti-Querschnitt ist der höchste Punkt der Talreihe, der 3130 m hohe Tüsbel, gerade unter dem Tschitti-Paß. Hier treffen sich das Djamandawan-Gebirge und die Fergana-Gebirgskette. Vom Tüsbel führt ein tiefes Tal an der Sohle der Fergana-Gebirgskette, ihrer Länge nach in das Bitschan-Becken, in die südlichste Bucht des Makmal-Beckens. Ein ähnliches Tal führt auch in die entgegengesetzte Richtung,



ins Arpa-Becken. Der Grund des Bitschan-Beckens liegt in etwa 2300 m Höhe, auch der des Arpa-Beckens ist nicht höher. Das Bitschan-Becken wird mit dem Makmal-Becken durch eine Schlucht verbunden, es ist also im Grunde genommen ganz selbständig. Durch diese Schlucht fließt das Wasser des Bitschan-su und Arpa aus, das hier bereits als Alabuga-Fluß bezeichnet wird. Zwischen der Arpa-Schlucht und der Alabuga-Schlucht liegt das Bitschan-Becken eingeschaltet. Das Bitschan-Becken und die Alabuga-Schlucht trennen einen Zug des Djamandawan-Gebirges ab und machen ihn dadurch zu einem Vorgebirge. Dieses Vorgebirge wird Scharbel genannt. (3100 m.) Die Abbildungen 48 a-b und 49 a-b zeigen die Aussicht von zwei verschiedenen Punkten des Scharbel, jedoch so, daß die beiden Abbildungen zu einem Bild zusammengestellt werden können. In Abb. 49 ist die Fergana-Gebirgskette zwischen den Pfeilen 4 und 8 im Hintergrund zu sehen, die übrigen hohen Berge (mit Ausnahme des Vordergrundes) gehören zum Djamandawan-Gebirge. Dies muß betont werden, weil die zwei Gebirge in der Abbildung so sehr zusammenschmelzen, daß sie nur undeutlich voneinander zu trennen sind. Das einheitliche Panorama der beiden Abbildungen zeigt, daß sowohl die Fergana-Gebirgskette wie auch das Djamandawan-Gebirge von ein und derselben Rumpffläche herausgeschnitten sind. Wie immer ihre ursprüngliche Struktur war, ist sie ganz verschwommen und in die gemeinsame Rumpffläche eingeebnet. Die paläozoische Faltung des Grundgebirges konnte hier auf die Morphologie und Orographie keinen unmittelbaren Einfluß ausüben, höchstens durch Bruchlinien vermittelt, auf die die Faltung des Grundgebirges sich auswirkte. Die Rumpffläche zeigt sehr charakteristische Reste in der Nähe des Berges Nr. 2 in Abb 49. Aber auch ohne diese charakteristischen Reste wird die ehemalige Rumpffläche durch die gleichmäßige Höhe, durch die Scheithöhe der einzelnen Schollen, verraten. Die Fergana-Gebirgskette sowie die sich zu ihr von Osten anschließenden Gebirgsgrate sind solche infolge der Brüche entstandenen langen, schmalen, prismatischen Schollen, wie sie im ganzen Tienschan allgemein verbreitet vorkommen und für das ganze Gebirge sehr charakteristisch sind. Diese Berggrate haben mit den Altaiden von Sueß nichts zu tun, auch mit jüngeren Faltungen stehen sie in keinem Zusammenhange, sie sind einfach nur Längsschollen, die ihre heutige Form und den jetzigen Aufbau sehr spät, erst nach Beendigung der großen Hanhai-Ablagerungen, also im Neogen erhielten.

Der Scharbel ist 12 km lang und 5 km breit, er ist eigentlich



eine rot verwitternde dickbankige Karbonkalksteinscholle mit einer W-O-lichen Längsachse, die durch ähnlich verlaufende Verwerfungen hervorgerufen wurde. Der Rücken ist flach, bzw. den steilen Seiten gegenüber breit buckelig, 3500 m hoch. Die Kalksteinbänke fallen hier unter  $40-50^\circ$  mit einer Streichrichtung von SW ( $220^\circ$ ) gegen die Alabuga-Schlucht, u. zw. ungefaltet und gleichmäßig. Der Alabuga-Fluß fließt von der Fergana-Gebirgskette in einem 63 km langen geraden Abschnitt nach NO bis zum Mindjilke-Berg des Ostendes des Akschirjak-Grates. (Auf d. Taf. VIII im N. schon nicht mehr sichtbar.) Der Akschirjak-Grat ist hier stufenweise, in Stücken, abgebrochen. Die Stücke bildeten für den Alabuga-Fluß einen Damm, der nur in einem großen Bogen durchbrochen werden konnte. Auch hier ist eine wichtige Bruchlinie vorhanden, die nicht allein die Gebirge der ursprünglichen Rumpffläche verworfen hat. Es wurde nicht nur der Scharbel an seinem Ostende abgeschnitten, sondern auch die Ausfüllung des Großen-Narin-Beckens dadurch gestört, daß die Verwerfung auch den Alabuga-Fluß beeinflusste und eine der auffallenden disharmonischen Erscheinungen im Großen-Narin-Becken hervorrief. Diese Erscheinung offenbart sich darin, daß westlich der erwähnten Linie des Alabuga-Flusses sämtliche Täler sowie die ganze Neigung des Westflügels vom Becken eine östliche Richtung aufweist, während östlich von dieser Linie ein jedes Tal durch die erodierende Arbeit der regelmässigen Hängeflüsse am riesigen Schuttkegel des Bürlü entstand, dessen halber Durchmesser etwa 30 km beträgt. Der Schutt des Bürlü füllte eine Senkung auf, der gegenüber der westliche Flügel, das Makmal, als eine höhere Stufe erscheint. Während die neogenen Schichten des Makmals infolge der Verwerfung gegen den Alabuga fallen, weisen die jüngeren Schichten des Bürlü eine andere Lagerung auf. Darüber wurde im Kapitel über das Becken berichtet. Hier ist die Feststellung von Wichtigkeit, daß die Verwerfung, die das östliche Ende des Scharbel abschneidet, mit der großen Verwerfung des Alabuga identisch ist und daß durch diese Verwerfung die neogenen Bildungen in zwei Teile gerissen wurden. Das westliche Ende des großen Schuttkegels von Bürlü ist in Abb. 48. hinter dem Pfeil 1 zu sehen. Die Ausfüllung des Großen-Narin-Beckens bedeckt an der Nordseite des Scharbel den Fuß des Berges bis zu einer Höhe von 2500 m.

Das Westende des Djamandawan-Gebirges ist von demselben Karbonkalkstein aufgebaut wie der Scharbel-Berg. Auch der Fall der Schichten ist ähnlich, die Streichrichtung des Gebirgsgrates:



ist also um etwa  $45^{\circ}$  abweichend. Die großen W—O-lich ablaufenden Verwerfungen also, die den Djamandawan-Gebirgsgrat zustande gebracht haben, waren vom Aufbau der Karbonkalksteinschichten unabhängig. Dies fand ich übrigens im ganzen Tien-schan so vor. Vielmehr sind die großen Karbonkalksteintafeln nach den Verwerfungen zu geneigt. Die Wirkung der Alabuga-Bruchlinie dürfte am westlichen Auslauf des Djamandawan-Gebirges stärker zur Geltung kommen, da hier die Kalksteintafeln sich ihr fügten.

Unter dem Scharbel-Berg und dem Westende des Djamandawan-Gebirges befindet sich eine große Bruchlinie. Diese Bruchlinie ist genau so lang wie die Fergana-Gebirgskette. In ihr sehe ich die Ursache und die Erklärung für die Form der Fergana-Gebirgskette. Auf Grund der Bruchlinien an der SW-Seite der Fergana-Gebirgskette und im allgemeinen auf Grund der geologischen Daten ist es anzunehmen, daß der Fergana-Grat sowie die Linie der Wasserscheide durch diesen Bruch an der Seite des Narin so geradlinig geformt wurde. Die Oberfläche ist entlang der Bruchlinie in dem Graben, der den Fergana-Hauptgrat verfolgt, so geartet, daß man auch eine 100 km lange Strecke ohne Hindernisse reiten kann. Es sind hier sozusagen nur Flüsse und Bäche zu sehen. Der tiefste Punkt des Arpa, wo er die Bruchlinie verläßt, liegt in einer Höhe von 2300 m, dann folgt ein sanft steigender Talabschnitt bis zum Tüsbel (3150 m). Nachher gelangt man an einem steileren Abhang ins Bitschan-Becken (2300 m) und dann auf die 16 km lange Wasserscheide des Bitschan-Tales, die kaum höher als 3000 m ist und zum Schluß folgt das Küldü-Tal mit seinen 2000—2300 m hohen Hügelrücken. Bis zum Kaldama ist die Entfernung von hier 28 km. Die Verwerfung setzt sich aber noch weiter fort.

Das Bitschan-Becken besitzt eine eigentümliche dreieckige Form. Offenbar entstand das Becken zwischen den Schneidepunkten dreier Verwerfungen. Die Verwerfung, die den Fergana-Grat verfolgt, trifft sich hier mit der Alabuga-Linie und der Verwerfung, die den Scharbel im Süden, eigentlich aber das Djamandawan-Gebirge im Norden, verworfen hat. Meiner Meinung nach sind alle Rinnen, die die Täler der den Fergana-Grat verfolgenden Hauptbruchlinie abzapfen, in den Schneidepunkten solcher Brüche entstanden. In 2540 m Höhe sah ich im kleinen Bitschan-Becken eine große Quelle, in welcher Kalksinter abgelagert wurde. Die Schotterausfüllung des Beckens erreicht diese Höhe. Die Aufschüttung mit Schotter erfolgte offenbar in einem diluvialen



See, die karstartige Abzapfung infolge Einsturzes eines Höhlenganges. Ein Beweis dafür, daß diese Ereignisse im Diluvium vor sich gingen, liefert der Umstand, daß der größte Teil der Schotterausfüllung noch vorhanden ist und von tiefen Gräben getrennte hohe Hügel bildet. Die Landschaft ist übrigens mit ihren rauschenden Wasserfällen und schönen Tannenwäldern auch im Oktober noch ein sehr angenehmer Aufenthaltsort im Tienschan.

In der Nähe des Tüsel kann man durch ein jedes Tal die Fergana-Gebirgskette passieren. Dieser Umstand ist eine Folge des orographischen Charakters der bereits erwähnten Rumpffläche. Die Fergana-Gebirgskette ragt hier aus ihrer Umgebung gar nicht hervor. Es ist hier eigentlich kein Hauptgrat, nur eine Hauptwasserscheide ausgebildet, die durch den Graben der Bruchlinie von Tüsel entstand. In diesem Graben findet eine starke Erosion mit einer tiefen Erosionsbasis statt und diese Erosion steht mit der an der Ferganaer Seite im Gleichgewicht. So bleibt also die Hauptwasserscheide gerade. Einer der zahlreichen Pässe ist der Tschitti-Paß. Er liegt an einer 3—4 km breiten Scholle, die aus der Faltung des Grundgebirges ausgeschnitten ist. In der Tschitti-Scholle ist ein ausgeschnittener Teil einer Phyllit- (Nr. 2—202), hornsteinführenden Brekzien- und Tonschiefer-Synklinale zu sehen. Die Streichrichtung der Faltung ist ausgesprochen N—S-lich, sodaß die Streichkurve von D. Muschetow hier etwas modifiziert werden muß. (Abb. 63.).

An der Westseite der Tschitti-Scholle in einer Höhe von 3270 m liegt an der Bruchlinie die Angara-Sandsteintafel (Nr. 2—201); von hier an sah ich an der Oberfläche in 13 km Breite bis zum in 2540 m Höhe liegenden Punkt des Tales kein anderes Gestein. Auch zwischen dem Tschitti-Paß und dem Djamandawan-Gebirge ist es auffallend, daß über der abgeschorenen Oberfläche des unter 50° nach OSO fallenden Karbonkalksteines, der hier Hauptmasse bildet, eine offenbar dünner geschichtete, nach SSO höchstens unter 20° einfallende Ablagerung in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern liegt. Die Annahme, daß diese Schichten Angara-Schiefer oder Sandsteine sind und mit den Sandsteinschiefern unter dem Tschitti-Paß im Westen denselben Ursprung besitzen, scheint nicht grundlos zu sein. Daraus folgt, daß die Karbonkalksteinschichten schon vor der Abtragung, die der Ablagerung der Angara-Schichten voranging, Bewegungen erlitten haben. Die Angara-Schichten lagerten also erst nach der Abtragung auf die Schichtköpfe des Kalksteins. Nach der großen gemeinsamen Hebung erlitt das ganze Gebirge wieder Störungen



kleineren Ausmasses. Die in der Umgebung erfolgten großen neogenen Senkungen wirkten sich auch auf die höher gebliebenen langen Schollen aus; dieser Umstand läßt sich übrigens auch in der tektonischen Karte des Gebietes erkennen, weil man hier sieht, daß Schollen von verschiedenem Material nebeneinander gelangt sind.

Auch die westliche Angara-Scholle des Tschitti-Querschnittes weist zahlreiche Verwerfungen, meistens aber nur Flexuren auf, obwohl die Hauptmasse des Querschnittes von horizontal lagernden Angara-Schichten bedeckt wird. Eine Verwerfung konnte ich in der Nähe jenes Punktes beobachten, wo die Tajgak und Agatan genannten Täler des Tschitti-Passes zusammenkommen (2830 m), aber auch weiter unten waren noch drei Verwerfungen festzustellen.

Der Bach des Tschitti erreicht den Rand der von Angara-Schichten bedeckten, verhältnismässig auffallend wenig hohen Scholle unter 2600 m Höhe und kommt in ein enges Tal, das in ein höheres Felsengebirge eingeschnitten ist. Gleich am Anfang der Talenge mündet der Tschitti in 2540 m Höhe in den Karaschura-Fluß. Bis hierher laufen die Verwerfungen mit der Wasserscheide der Fergana-Gebirgskette parallel ab, hier tritt aber in ausgesprochen NNW-licher Streichrichtung ein horizontal gelagerter, dünnblättriger, bläulichgrau verwitternder kalkiger Schiefer sowie ein dickerer schieferiger Kalkstein, denen ein unterkarbonisches Alter zugeschrieben werden kann, auf. Damit taucht nun ein neuer Rest des Grundgebirges auf. Der Kalkstein bildet eine schmale Zone. Weiter nach unten folgen gepreßte dunkle tonige Schiefer. Der Karaschura-Fluß fließt in einem 14 km langen, geraden WNW streichenden Tal, in welchen in diesem Abschnitt überall diese Schiefer durchgebrochen sind. Die Streichrichtung der Schiefer geht von der NNW-lichen Richtung nach unten zu allmählich in eine NO-liche Richtung über. Dieser Umstand entspricht also vollkommen der Zusammenfassung von D. Muschketow. In der Nähe des Besterek genannten Kischlak (1630 m) verläßt der Bach die Scholle der Schiefer und erreicht wieder ein vom Angara-Sandstein bedecktes Gebiet. Dies ist wieder eine Scholle, die etwa 5 km breit ist. Die Schichten fallen unter  $10^{\circ}$  nach NW bis ganz zur Vereinigung der Flüsse Karaschura und Djasi (1400 m). Hier beginnt die dritte Scholle bzw. Stufe des Grundgebirges. Auch sie ist etwa 5 km breit, ihre metamorphen Schiefer sind von den vorher erwähnten schwer zu unterscheiden (Nr. 2—203), die nach Westen steil fallenden Schichten weisen aber wieder eine Streichrichtung in  $340^{\circ}$  auf. Die dritte Stufe wird



von dem Hauptbruch des Fergana-Beckens begrenzt, die ich mit der Bujga-Bruchlinie in Verbindung gebracht habe. Hier beginnen die mächtigen roten Hanhai-Schichten des Beckens und hier ist zugleich auch der Rand des Gebirges.

Im Kogart-Querschnitt ist die Scholle der Faltung des Grundgebirges bedeutend breiter. Die Entfernung des die Fergana-Gebirgskette verfolgenden inneren Hauptbruches und der den Rand der kretazisch-tertiären Schichten vom Fergana-Becken markierenden Verwerfung beträgt vom Kaldama-Paß bis zum Kültambes- (Küldimbes-) Tal gemessen 29 km. Aber damit ist das Grundgebirge immer noch nicht vollkommen. Der Kaldama-Paß (2310 m) befindet sich nicht nur an der Hauptbruchlinie, sondern auch an der Westgrenze der mächtigen porphyrischen Biotitgranitmasse von Akschirjak, hier Makmal genannt. (Abb. 63.). Die Fergana-Gebirgskette ist hier am schmalsten und am niedrigsten (3200 m).

Charakteristisch für die Struktur der Fergana-Gebirgskette ist der Umstand, daß die Faltung des Grundgebirges, Kalkschiefer, Marmor, glimmerhaltiger, kalkiger, sandiger Schiefer (Nr. 23) in der Nähe des Kogart-Passes eine W—O-liche Streichrichtung aufweist. Über den Falten treten auch hier horizontal gelagerte Angara-Schichten auf. Die Faltung des Grundgebirges wird entlang der Kaldama-Linie durch eine Verwerfung abgeschnitten und zugleich erscheint auch der Granit. Vom Kaldama bis zum Makmal, also in einer Strecke von 26 km, konnte ich außer dem porphyrischen Biotitgranit (Nr. 11) kein anderes Gestein vom Grundgebirge finden. Das Kaldama- und Küldü-Tal sind einer Grabensenke ähnlich. Die Grabensenke wurde jedenfalls von einem Schutt ausgefüllt, dessen ältere Schichten bereits das Spätneogen repräsentieren. Die Schotter-schichten der Hügel um den Kaldama-Paß, die auch eine Mächtigkeit von 200 m erreichen und in denen der Kogart und der Küldü tiefe Gräben erodierten, sind pliozänen Alters. Im Kogart-Querschnitt füllen diese Schottermassen die Lücke zwischen der Fergana-Gebirgskette und der Granitmasse des Akschirjak aus. Die Beobachtungen Machatscheks in der Lücke zwischen meinen beiden Routen bestätigen meine Annahme, wonach das lange Tal in der Verwerfung bereits während der Zerstückelung der Rumpffläche entstand, es wurde außer dem neogenen Schotter auch von der diluvialen Moräne ausgefüllt, die Bewegungen sind hier aber so jung, daß durch sie auch die Moränen verworfen wurden.



7. *Der südwestliche Rand des Tarim-Beckens vom Ksiljart bis Jarkand.*

(Hierzu Taf. VII. u. Földr. Kōzlem. 1922. Taf. III.).

Unter meinen Beobachtungen, die ich im Hochgebirge hinter dem Kaschgar und Jarkand gemacht habe, befinden sich einige, die mit der Entwicklung des Tarim-Beckens im engen Zusammenhange stehen. Die erste Angabe besagt, daß die Grenzlinie zwischen dem Hochgebirge und dem oberflächlichen Vorkommen seiner ältesten Gesteine zwischen dem Tüschkentasch-Köl und dem Jarkand-Darja in einem rund 250 km langen Abschnitt gerade verläuft. Wie auch immer die Struktur des Grundgebirges geartet sein mag, ist an dieser Linie entlang das Grundgebirge scharf abgeschnitten. Daraus geht klar hervor, daß in einem bedeutenden Teil des Tarim-Beckens die abgebrochenen Teile des südlichen Hochgebirges bedeckt sind.

Nach der zweiten Beobachtung ist diese Hauptbruchlinie die Leitlinie eines Bruchliniensystems, das die Längs- und Querbrüche, die sich der Faltung des Grundgebirges fügen, in einer breiten Zone in sich trägt. Das System der Bruchlinien ist im Inneren des Hochgebirges und am Rande des Tarim-Beckens gleich. Der wesentliche Unterschied besteht nur darin, daß im Inneren des Hochgebirges die strukturellen Schollen zwischen den Bruchlinien sich in derselben Höhe befinden oder nur durch die Auspressung einiger höheren Schollen in eine höhere Lage gelangten, während am Rande des Tarim-Beckens, an der vorher erwähnten Leitlinie, die Schollen in 250 km Länge in die Tiefe gesunken sind.

Diese Feststellung ist auch gleich die dritte Angabe, die sich auf die Stufen, die bei der Senkung der Schollen in der Richtung des Tarim-Beckens entstanden, bezieht, mit anderen Worten besagt also diese Angabe, daß die vorher erwähnte Leitlinie nicht als eine einzige einheitliche Bruchlinie betrachtet werden kann. Infolgedessen bildet auch das südliche Hochgebirge, der Leitlinie scheinbar widersprechend, keinen einzigen einheitlichen Gebirgsrand. Entsprechend der Natur der Schollen besteht der Beckenrand, wenn er auch gerade geartet sein mag, aus lauter Kaps und ausgekeilten Schollen. Die Leitlinie kommt jedoch auffallend zur Geltung. An ihr ragen stellenweise noch aus der Auffüllung des Tarim-Beckens einige Klippen, die inselartigen Kronen von herabgesunkenen Schollen, hervor, während weiter von dieser Leitlinie entfernt keine einzige Klippe mehr zu sehen ist. Diese Seite



des Tarim-Beckens unterscheidet sich also von der Nordseite. An der Leitlinie sank das Tarim-Becken ohne Rest in einer Einheit ab.

Man besitzt aber auch eine vierte Angabe, die darauf hinweist, daß im Hochgebirge und zwar an jener Stelle, wo die hohen Berge zu der Leitlinie sehr nahe liegen, in der Richtung des Tarim-Beckens *Überschiebungen* vor sich gingen. Die fünfte Angabe bezieht sich auf das Alter der Einsenkung des Tarim-Beckens. Im Süden bedeckten die roten Hanhai-Sandsteine das ganze Gebiet der heutigen Hochgebirge. Dies bezeugen auch die 5000 m hohen felsigen Schneeberge des Pittik-Tau. Diese beiden Daten widersprechen den Beobachtungen der bisherigen Forscher. Zwischen der Nord- und Südseite des Tarim-Beckens besteht kein Unterschied darin, daß im Süden die Aufschiebungen und die durch den Seitendruck hervorgerufenen Überschiebungen fehlen. Die sind hier auch vorhanden. Aber auch nicht darin, daß sich die Hanhai-Schichten im Süden nur bis zum Fuße des Hochgebirges aus-

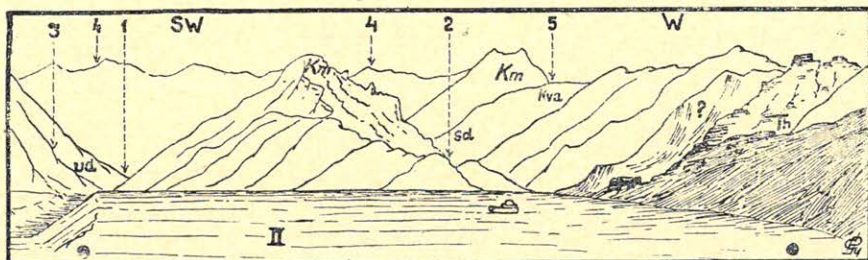


Abb. 64. Der Gebirgsrand am Tschimgen Tal, in der NO. Gegend des King-Tau Gebirges. Der Aussichtsp. liegt an der Vereinigung der beiden Flüssen Tschimgen-Su und Kur-Tschimgen-Su (2560 m). 1: Tschimgen Tal. 2: Kur-Tschimgen Tal. 3: Kotorak Tal. 4—4: Östlicher Abschnitt des King-Tau. 5: Paß Atdjeilö (3910 m). — ? : Schichten von unbekannter Art, vermutlich Schiefer, stark gefaltet. ud: Uralitdiabas. sd: Spilitdiabas. kva: Quarzdioritaplit. Km: Karbonkalkstein. Th: Roter Sandstein. II: Die hohe jungdiluv. Terrasse,

strecken. Sie bedeckten auch hier das ganze Land. Diese Tatsache sollte darauf hinweisen, daß zur Zeit ihrer Ablagerung im Süden die Stufe des Hochgebirges und der niedrigere Horizont des Tarim-Beckens bereits ausgebildet waren. Demgegenüber scheint es sicher zu sein, daß auch im südlichen Hochgebirge keine jüngeren marinen Ablagerungen als die karbonischen nachzuweisen waren. Die Bildungen, die jünger als karbonisch sind, sind terrestrische Sedimente oder entstanden durch die Verwitterung oder aber lagerten in den Flüssen und Seen ab. Die kretazische-eozäne Transgression erreichte dieses Gebiet nicht. Es ist bekannt, daß das Tarim-Becken zur Zeit der Transgression des kretazischen-eozänen



Meeres noch nicht existierte, da dieses Meer sich vom Westen von Fergana her nach Osten ausstreckte. Das Tarim-Becken ist also zweifelsohne ein Jungtertiärbecken.

Das nordwestliche Ende der vorher erwähnten Leitlinie liegt bei der Mündung des Tschimgen-Su, an der nördlichen Ecke des Kajan-Gebirges und der großen vulkanischen Masse des Atdjeilö. Zwischen dem Zusammenfluß des Tschimgen-Su und des Kur-Tschimgen ist eine kleine Karbonkalksteinscholle eingekeilt. Im Osten liegt daneben ein vom Uralitdiabas, im Westen ein von irgend einem schieferigen Gestein aufgebauter Berg. Die Bruchlinie ist hier so scharf, daß die fast horizontalen Tafeln des roten Sandsteins sich an die drei Berge anschmiegen (Abb. 64.). Westlich von dieser Stelle ändert sich plötzlich die Richtung der Brüche. Bis hierher erstreckt sich auch die Ebene des Tarim-Beckens. Zwischen den chloritschieferigen Felsen des Ulugart-Tores (Dscholsu-Mojnok) und dem Aktschi-Hügel, der das aus Sümpfen bestehende

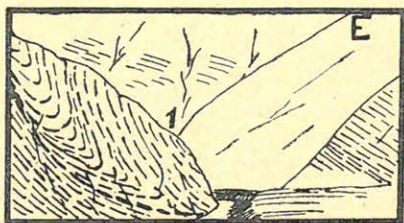


Abb. 65. Stark gepreßte Faltungen der roten Sandsteinschichten an der Nordverwerfung des Minteke-Tau (S. Taf. V). 1: Die Mündung des Kogrim (2930 m) im Kisiljart Tal.

Becken Tschimgen-Sas aufstaute, befindet sich eine nordsüdliche Bruchlinie. Sie bildet die Westgrenze der großen Wüste. Die Wüste erstreckt sich zwar an den Hügeln und Bergen noch weiter nach Westen, in den Tälern jedoch befinden sich bereits Bäche, Sträucher und Bäume. Alles was westlich der Bruchlinie des Aktschi liegt, ist kein richtiger Bestandteil des Tarim-Beckens. Diese Partie ist eigentlich ein zwischen den Tienschan und den Pamir eingekeilter Graben, der nicht zur Senkung des Tarim-Beckens gehört, sondern eine Zusammensetzung von selbstständiger Struktur der Längeren oder kürzeren Grate der westlich-östlich und darauf quer entstandenen Tienschaner Brüche darstellt.

Doch muß man hinter der Aktschie-Bruchlinie den Rand des



Tarim-Beckens betrachten. Im geographischen Sinne gehört dieses Gebiet noch zur Randzone. Die Oberfläche dieser Zone ist genau so geartet wie die der übrigen Abschnitte. Nur die orographischen Linien laufen schon auffallend senkrecht zum Ufer des Tarim-Beckens. Sie liegen parallel mit dem Rande des Tienschan. Das Orogen des Tienschan verläuft ohne Unterbrechung an der Westecke des Tarim-Beckens nach dem Nordfusse des Alai-Gebirgssystems. Es biegt sich nicht in das Tarim-Becken um. Es wird jedoch vom nordwestlichen Rand dadurch getrennt, daß vor ihm nicht das Tarim-Becken liegt. Dieser Abschnitt ist nämlich zwischen dem Bolor-Tag und dem Koktan-Tau hineingepreßt. Infolge-

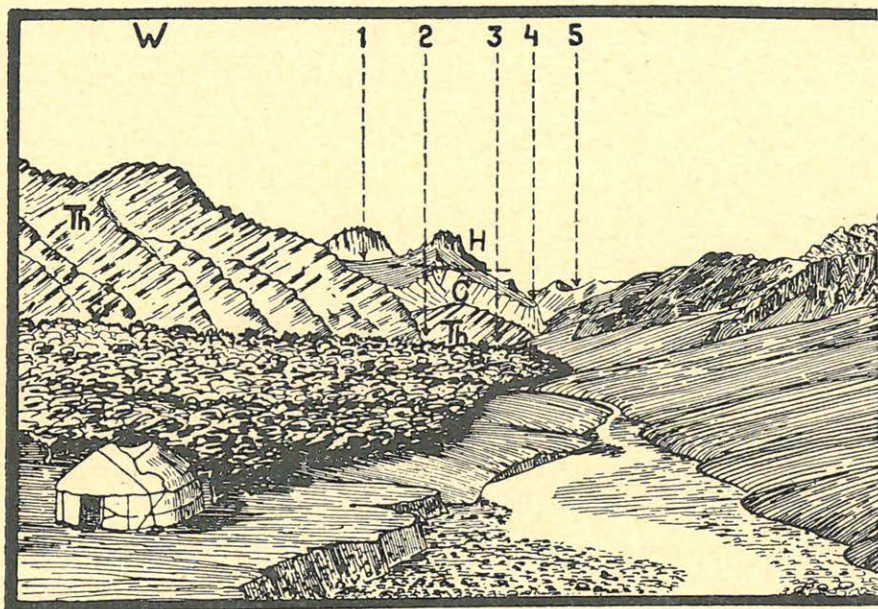
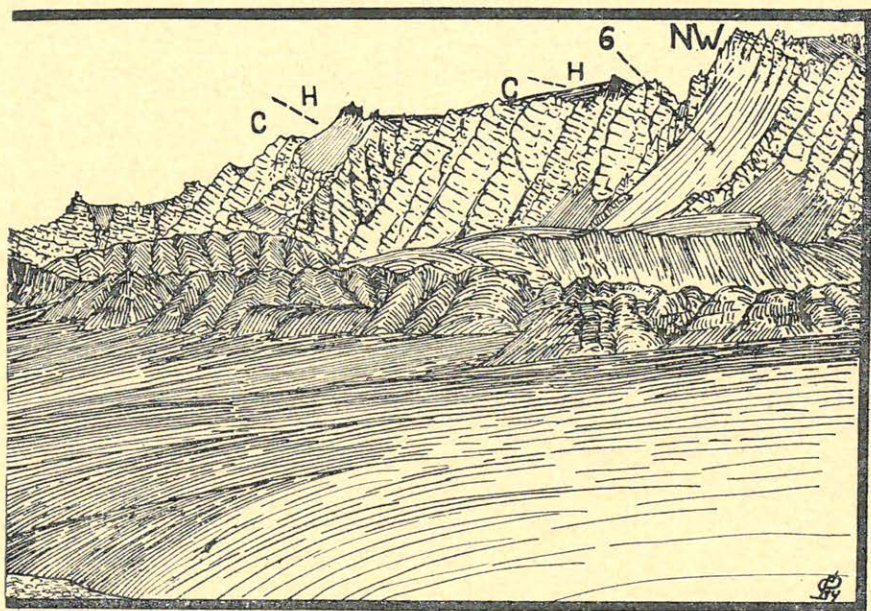


Abb. 66 a—b. Das Aigart Tal. Aussichtsp. 2900 m. an der Mündung des Musduk Bach. 1: Bogol-Dscheilö Tal. 2: Külgünek Mündung. 3: Tüschken-Tasch-Köl. 4: Mein Lager 28—29. VI. 1909. 5: Aigart Paß (5850 m). 6: Die Ursprungstelle des großen Tüschken-Tasch Bergsturzes. — Th: Roter Tibet-Sandstein (Vorkretazisch). C: Artysch-Konglomerat. H: Artysch-Sandstein. Das Tal ist schutterfüllt ohne Terrassen. An dem Musduk-Schutthal den Papelnau, sonst Halbwüste.

dessen sind hier keine sich nach Süden biegenden Bögen vorhanden, nur nebeneinander gereihte geschlossene gerade Grate und Bergreihen mit wüsten Wänden zwischen den schmalen Tälern. Es fehlen hier auch die Becken, die von den in die Schotterebene gesunkenen Graten umgeben werden.



Vom Westen ausgehend befindet sich unterhalb des Kalksteingrates des Minteke eine von rotem Sandstein aufgebaute, etwa 8—15 km breite Landschaft. Hier streichen die ganz lilaroten schieferigen Sandsteine wie auch die ziegelroten gröberen schotterigen Sandsteine und die kalkigen grauen Sandsteine (Nr. 2—81) in 260° Richtung. Wenn diese Schichten zusammengefaßt werden, ergibt sich eine außerordentliche Mächtigkeit. Dieses Sandsteingebirge trennt sich in der Orographie von den Kalksteinen des Minteke-Grates, weil am Nordfusse des Gebirgsgrates nach Angabe meiner einheimischen Führer ein bequemer Weg, der Minteke-Dschol, direkt zum Aigart-Paß führt. Diejenigen, die kein großes Vertrauen



zu ihren Pferden haben und die den Kisil-Su nicht öfters durchqueren wollen, weil dies bei einem höheren Wasserstand leicht gefährlich werden kann, fahren von Muk-Karaul nach Kaschgar über den Minteke-Dschol. Die Talreihe des Minteke-Dschol wurde am Fusse des vorher erwähnten Kalksteingrates erodiert.

Die Tafeln des roten Sandsteins sind stark gestört. In der Nähe von Muk-Karaul sind sie sogar leicht gefaltet. Der rote Sandstein ist in eine steile Antiklinale gefaltet, wo er durch die überschobene Falte des Markanata gedrückt wurde. Das Tal des Kisil-Su durchbricht die Antiklinale der Länge nach, jedoch nicht in einer geraden Linie, sondern ruckweise nach Norden führend, als wenn es durch die epirogene Hebung großen Grades vom Bolor-



Tag nach dieser Richtung verschoben worden wäre. In 3120 m Höhe, 14 km von Muk-Karaul entfernt, verläßt der Fluß die Antiklinale, biegt sich nach Norden und schneidet eine Schlucht in die ruhiger gelagerten Tafeln ein. In der Nähe der Kogrim-Mündung kann in den Tafeln wieder eine größere Störung beobachtet werden. Ich sah hier auch eine zerrungähnliche Bruchlinie (Abb. 65). Senkrecht stehende und dann steil nach Süden fallende Tafeln des grauen Kalksteines sind hier, voneinander durch eine Verwerfung getrennt, vorhanden. Hinter einer anderen Verwerfung befinden sich im Dongus-Bulak-Tal die fast horizontal liegenden Tafeln des roten Sandsteins.

In 2770 m Höhe erreicht der Kisil-Su eine große Schlucht und durchbricht durch sie den Aigart-Berg. Das nördliche Tor dieser Schlucht liegt an der Stelle des Karaul nach der Karte von Stein in einer Höhe von 2970 m. Seine Höhenangaben übersteigen im allgemeinen meine um 200—300 m. So gibt er z. B. für zwei Gipfel des Aigart-Berges eine Höhe von 4340 bzw. 4580 m an. Auf Grund meiner Messungen und Skizze kann diese Angabe nicht richtig sein. Nach meinen Daten erreicht der Aigart-Berg höchstens 4200 m Höhe. Der Berg ist in der Höhe sowieso sehr eigenartig und noch eigenartiger wäre es, wenn er noch höher wäre, als es in meinen Notizen angegeben ist. Der Berg stellt nämlich eine einzige riesige Schottertafel dar, die von den Gräben der Flüsse so geformt wurde. Die Länge dieses Berges von der Schlucht des Kisil-Su bis zum Ostende des Berges gemessen beträgt 60 km, die Breite etwa 18—19 km.

Die Südseite des Aigart-Berges (Abb. 66a—6.) besteht aus einer mächtigen Wand. Der westliche Abschnitt dieser Wand erstreckt sich von der Schlucht des Kisil-Su etwas über den Üschkentash-See, ihre Länge beträgt also etwa 26 km. Die Linie verläuft gerade, als wenn die Südseite durch eine Verwerfung abgeschnitten worden wäre. Davor befindet sich jedoch ein breiter Trog, auf dessen Grund der ältere rote Sandstein und der schotterige Sandstein liegt. Der Trog ist also eine Rinne, aus der das Hangende bildende graue Kalksteinkonglomerat abgetragen wurde (Taf. V.). Der Aigart-Berg wird etwa in der Mitte seiner großen Felsenwand durch einen Gebirgsgrat mit dem Ende des Minteke-Grates verbunden. Auf diesem Grat befindet sich der Aigart-Paß (3850 m). Der Trog des roten Sandsteins wird durch den Grat des Passes in zwei Teile geteilt. Die sich nach Westen neigende Hälfte wird Dongus-bulak, die sich nach Osten neigende Hälfte Aigart-Tal genannt. Der Grat des Passes selbst wird aber von den Bän-



ken des grauen Kalksteinkonglomerats bedeckt, was darauf hinweist, daß rechts und links in den beiden Tälern eine Lücke dieses Gesteins vorhanden ist. In den großen Schotterstücken des Konglomerats kommen am Paß zahlreiche unterkarbonische Fossilien (Nr. 2—82) vor und, soweit ich beobachten konnte, entstand die ganze Masse des Aigart-Berges durch das Zusammenzementieren des der

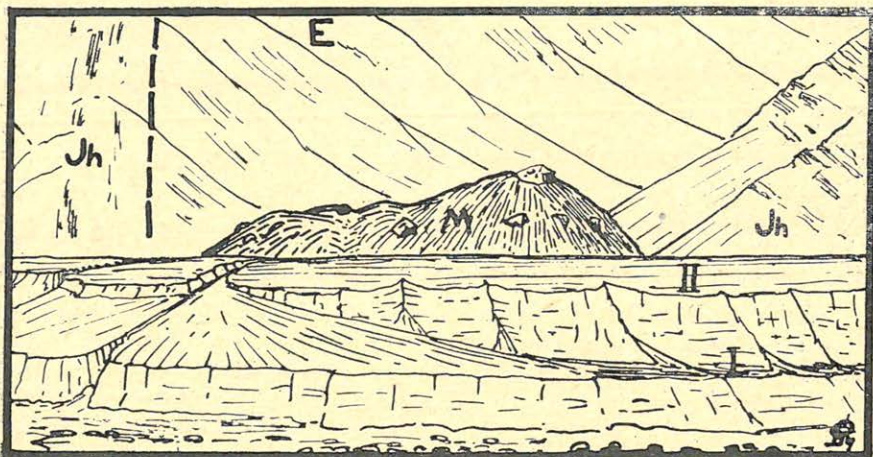


Abb. 67. Ein Nebental des Minteke Tales (Taf. V) an der Kote 2955. Eine Verwerfung in dem Angara-Sandstein (Jh). M: Moränenrest. I u. II: Jungdiluv. Terrassen.

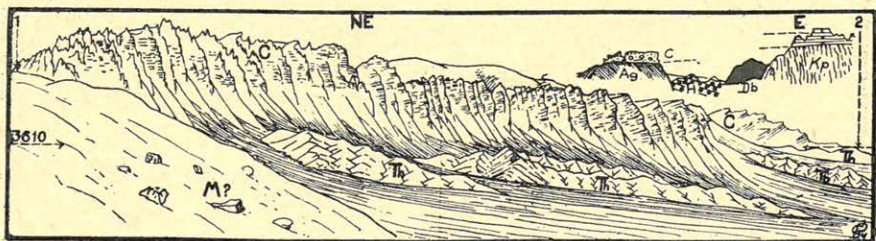


Abb. 68. Die Südwand der Aigart Hochflächen und ein Querschnitt von dem Tal Tüschkentasch-Köl. Der Aussichtsp. liegt am Ostabhang (3610 m) des Aigart-Aschu (3850 m). 1: Aigart-Paß. 2: Tüschkentasch-Köl. — Kp: Kwenlun-Schiefer. Db: Diabas. Km (Tafel): Oberkarbon. Kalkstein. Th: Tibet-Sandstein. Ag: Aigart-Konglomerat. H: Umgelagerter Schotter C: Konglomerat und Schotterdecke. M: Moränen.

karbonischen transgressiven Decktafel des Bolor-Tag entstammenden Kalksteinschotters. Der Aigart-Berg bildete einen riesigen Schuttkegel, der die abgesunkenen Tafeln des roten Sandsteins bedeckte. Es muß aber betont werden, daß der Dongusbulak-Aigart-



Trog die gerade Fortsetzung des Tales von Kisil-Su und des Minke-Dschol darstellt, d. h. am Nordfusse des Bolor-Tag befindet sich vom Kisiljart bis zum Tarim-Becken in einer fast geraden Linie ein auffallender Graben. Er ist wahrscheinlich einer der

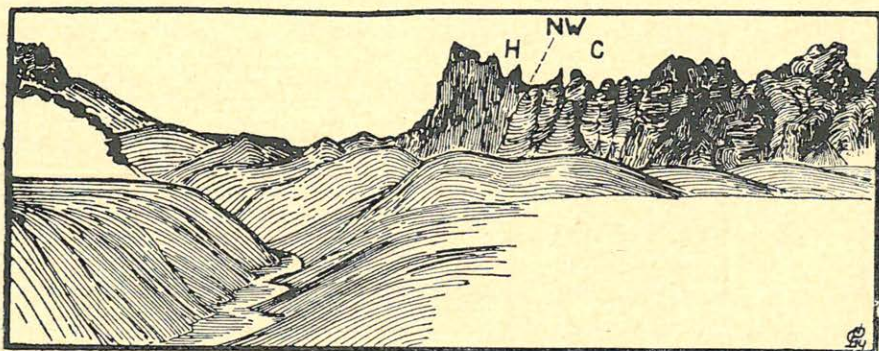


Abb. 69. Das Doltar Tal und die Südwand des Aigart Gebirges. Abgerundete Verwitterungsgestalten des Artysch-Konglomerates (C), und glatte Wände des Artysch-Sandsteins (H). Die gestrichelte Linie dazwischen kennzeichnet eine Bruchlinie. In der weiten Öffnung des Doltar Tales verwaschene Schotterhügel, in dem dort eingeschnittenen Graben eine jungdiluviale Terrasse (Aussichtsp. 2400 m) mit der Hauptterrasse des Aigart-Su verschmelzend.

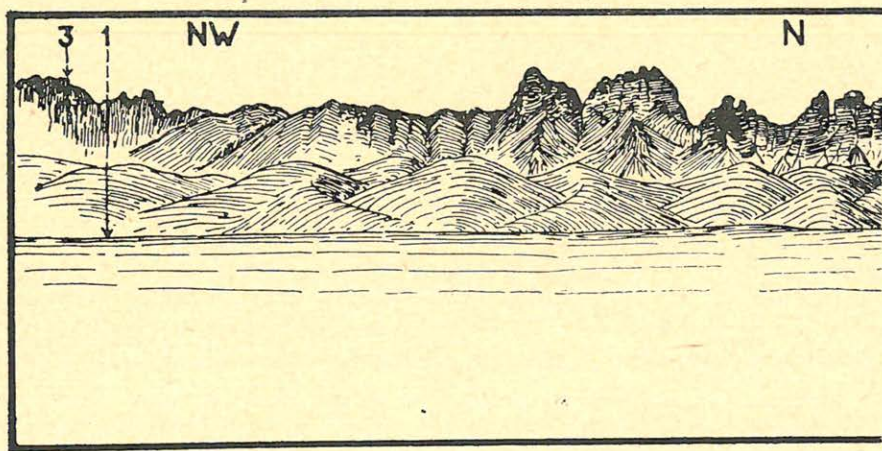


Abb. 70. a—b. Die zerhackt verwitterte Südwand des Aigart Gebirges in der Gegend des Durchbruches des Aigart-Su. 1—1—1: Der Graben des Aigart-Su. 2: Targalik-Su. 3: Konglomerat-Berg am Doltar. II: Jungdiluviale breite Hauptterrasse des Aigart-Su. I: Altalluviale Terrasse. Aussichtsp. 2345 m.

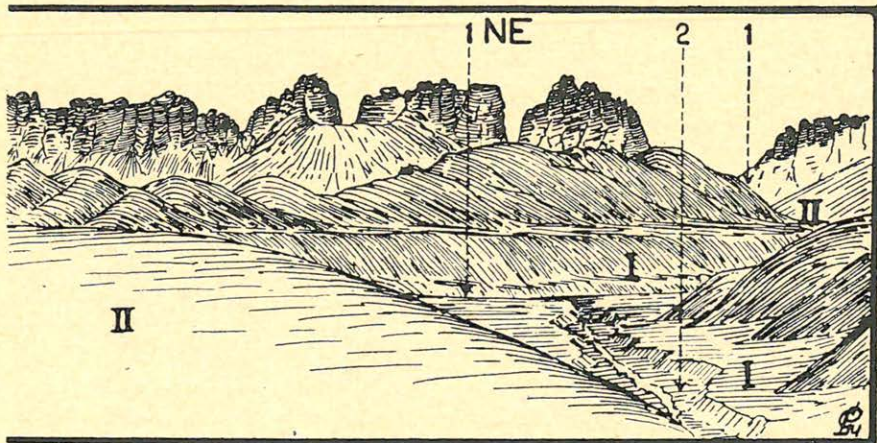
zahlreichen Längsbrüche, in denen ein Tal entstand. (Abb. 66 a—b).

Nach der großen Felsenwand hinter dem Aigart-Paß folgt im Osten ein um ein paar hundert Meter niedrigerer Rücken. Wie vom



Aigart-Paß aus sieht man auch von hier den breiten und flachen Rücken des Aigart-Berges mit einer öden Wüste, die nur vom Wind gewellt worden ist. Von diesen hohen Schotterwüsten kommt der kalkige Staub in großer Menge herab, die gelegentlich den ganzen Westteil des Tarim-Beckens in eine Staubwolke einhüllt. Im Rücken sind die dürrn Schluchten der Täler Karatömör und Doltar (Abb. 69) eingeschnitten. Sie dürften durch das Wasser sehr langsam erodiert worden sein, da es in dieser Gegend sehr wenig Regen und Schnee gibt. Östlich des Doltar kommt wieder eine Schotterwand. Sie zeigt aber schon ein anderes Bild als der westliche Abschnitt, weil ihr Material aus einem leicht verwitternden Sandstein besteht. Es entstand hier eine Sandsteinfelsenlandschaft wie in der Tafel des Elbsandsteins in Sachsen, nur daß hier die Masse imposanter sind. (Abb. 66—b, 69, 70 a—b, 71—b).

An der Sohle des Aigart-Tales sind Schutthaufen vorhanden, die aus den Tafeln des roten Sandsteins durch Abspülung und durch die Tätigkeit des Windes entstanden sind. Bis zum Bache des in 3225 m Höhe von Süden einmündenden Tales Bogol-Dscheilö werden diese Haufen von Schotter und Sand bedeckt, der von der großen Felsenwand des Aigart-Berges abstürzt (Abb. 66 a—b).



Etwas weiter nach unten ist ein riesiger Bergsturz zu sehen. In einem etwa 5 km langen Abschnitt ist die große Wand vermutlich in den letzten Jahrzehnten des vorigen Jahrhunderts abgestürzt und hat mit dem Schutt das ganze Tal verschüttet. Das Wasser des Bogol versiegt im Schutt. Der Bogol und von ihm 5 km entfernt der Külgünek führen das Schmelzwasser von großen Gletschern. Diese Gletscher befinden sich an demselben nördlichen



Nebengrat des King-Tau, an dem auch die Gletscher des Kogrim und des Koldosun sind. Aus dem Geröll der Bäche kann man schliessen, daß hier die vorherrschenden Gesteine Diabas, kristalline Schiefer und in größerer Menge Karbonkalkstein sind. Das Grundgebirge wie auch die Tschimgener Masse des Diabas erreicht unmittelbar das Aigart-Tal. Weiter nach Osten vom Küschkentash-See an der Talsohle unter dem Schutt strömt bereits ein Bach aus, der ziemlich viel Wasser führt. Von den Bergen, die aus leicht verwitternden Gesteinen bestehen, gelangt der Schutt aber noch immer in einer so großen Menge in das Tal hinein, daß der Bach streckenweise kaum an der Oberfläche bleiben kann.

Abb. 66. a—b. zeigt die Lage und Struktur des nach Süden

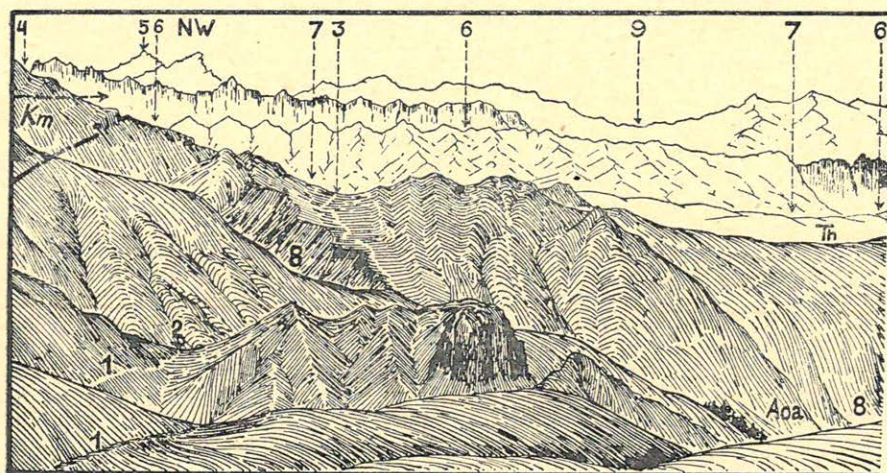


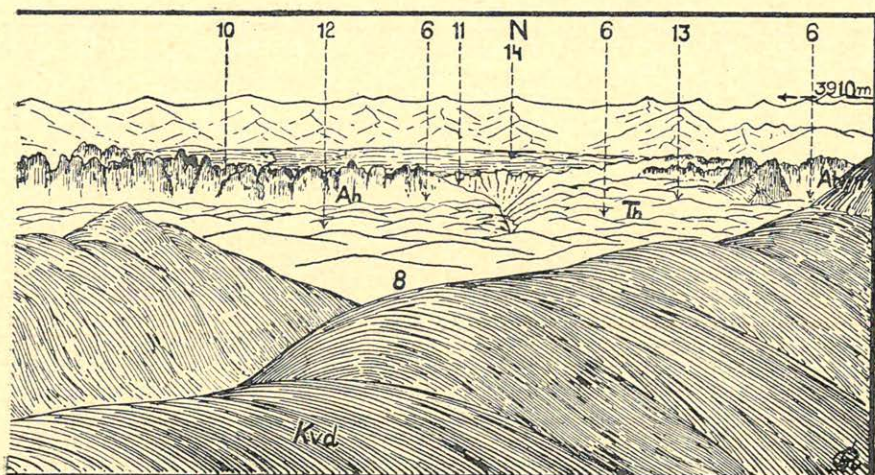
Abb. 71. a—b. Eine Gesamtansicht von dem Paß At-Djeilö (3910 m). 1—1: Saumweg in das Targalik Tal (Reiseroute d. Verf.). 2: Joch 3765 m. 3: Joch mit Saumweg nach dem Koldosun Tal. 4: Hier in der Tiefe liegt der Tüschkentash-See. 5: Silja-Uzun-Kija Gebirge. 6—6: Der Graben des Aigart-Su. 7—7: Koldosun Tal. 8—8: Targalik Tal. 9: Ulugtschat Tal. 10: Karatemör Tal. 11: Doltar Tal. 12: Ujugur Hügelland 13: Taldyk Hügelland. 14: Aigart Hochfläche. — Aoa: Albitoligoklasapf. Kvd: Quarzdiorit. Th: Roter Tibet-Sandstein. Ah: Artysch-Konglomerat.

fallenden roten Sandsteins, des nach Norden fallenden Konglomerats und seines Hangendsandsteins. In 2800 m Höhe wird das Aigart-Tal breiter und erreicht ein breites Schotterfeld. Diese Gegend zeigt schon das Antlitz eines ausgewaschenen Badlandes. Die tiefen schluchtartigen Täler weisen darauf hin, daß das breite Feld Ujgor eine spättertiäre oder frühdiluviale Aufschüttung ist. Es ist ein Tafelrest von einer früheren Oberfläche des Tarim-



Beckens. Hier lag aber auch schon das Ufer des Eozän-Meeres vor der Entstehung des Tarim-Beckens.

Wo der Aigart-Fluß dieselbe geographische Länge erreicht, an der die Flüsse Tschimgen-Su und Kur-Tschimgen zusammen fließen, biegt er sich plötzlich nach Norden und schneidet mit seiner Schlucht das Ostende des Aigart-Berges ab. An derselben geographischen Länge fließt der Tschimgen, der aus dem Zusammenfließen der beiden vorher erwähnten Flüsse entsteht, im rechten Winkel nach Osten. Früher floß offenbar auch der Tschimgen in die Aigart-Schlucht hinein, später aber riß der Einsturz des Tarim-Beckens von rechts durch die Vermittlung des kleinen Tschimgen-Sas-Beckens den Tschimgen an sich. Ein Bild



von dieser Landschaft habe ich bereits samt der Beschreibung des tektonischen Aufbaues veröffentlicht (Földrajzi Közlemények 1922, Taf. III). Zwischen die Hanhai-Schichten sind hier die sanft gefalteten ostreenführenden Fergana-Schichten regelmäßig eingelagert und zwar in der Synklinale der kretazischen-eozänen roten Wüste. Der Tschimgen fließt von diesem sumpfigen Becken durch ein in den Schollenhügeln des weißen Grobkalksteins erodiertes Tor in die Wüste. Nach einer 1 Kilometer langen Strecke verschwindet aber schon das Wasser des Flusses, es versiegt im großen Schotterkegel, der selbst vom Tschimgen in einer humideren Periode abgelagert wurde. Dieser Kegel besitzt, heute bereits sehr langsam wachsend, eine Länge von 26 km. Seine Halde liegt im Tor in 2380 m und sein Ende in der Sandwüste von Soksöl in 1760 m Höhe.

Der Schuttkegel des Tschimgen vereinte sich mit dem des



Ulugart. Die Halde des Schuttkegels vom Ulugart liegt in 2620 m Höhe. Auch sein unteres Ende liegt in einer größeren Höhe (1900 m) und seine Länge beträgt etwa 28 km. In dieser Höhe wird er bereits vom Flugsand des Tarim bedeckt. Der Ulugart nämlich, der bedeutend mehr Wasser führt, zerschnitt seinen alten Schuttkegel und erodierte in ihm ein tiefes Tal (Abb. 72). Die Erosionstätigkeit des Flusses hat bereits stark nachgelassen, der Fluß verzweigt sich im Tal mit einem Unterlaufcharakter, er erodiert nicht mehr sondern schüttet wieder auf. Auch die Abb. 72 zeigt, daß sich im Hintergrund, am Fusse des Hochgebirges, beträchtliche Schotterhügel erheben. Sie stellen die Reste eines noch älteren Schuttkegels dar. Die vielen Terrassen über dem Bett des Ulugart

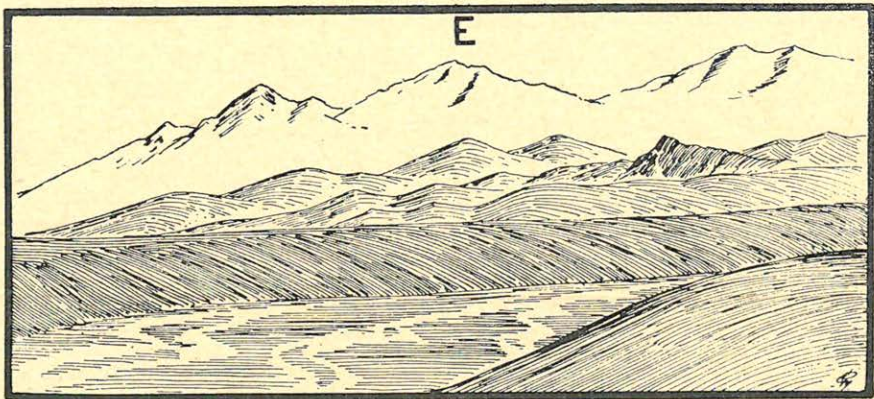


Abb. 72. Ein Teil des großen Ulugart Schwemmkegels in der Singarkasch Wüste mit der III. Terrasse. Aussichtspt. 2400 m.

beweisen, daß der Ulugart wiederholt eine erodierende und aufschüttende Arbeit leistete.

Die miteinander verschmolzenen Schotterwüsten des Tschimgen und des Ulugart werden Singarkasch genannt. An ihren unteren Rändern befindet sich eine durch höhere Schottertafeln unterbrochene Sandlandschaft, in der der herrschende östliche Wind schöne Barkhane ausgeweht hat. Die erste Quelle erscheint am unteren Rande der Singarkasch-Wüste in 1670 m Höhe. Der Rand der Oase liegt hier in 1460 m Höhe. Nördlich der Opal-Oase erheben sich lange Konglomeratgrate in 250—260° Richtung streichende Felsenwände aus dem Sande empor, die bezeugen, daß die Berge, die eine Struktur von demselben Ursprung besitzen wie der Aigart-Berg, heutzutage vom Sand des sinkenden Tarim-Beckens bereits fast überdeckt werden. Sämtliche Flüsse biegen



sich nach Osten, sobald sie den Bolor-Tag verlassen. An der geographischen Länge von Kaschgar fließt bereits eine Reihe von Flüssen parallel mit einander nach Osten (die Berieselungskanäle werden natürlich außer acht gelassen). Im westlichen Winkel des Tarim-Beckens kommt die gitterige Struktur der W—O-lichen und N—S-lichen Bruchlinie, also die strukturelle Eigenschaft des Bolor-Tag noch vollkommen zur Geltung.

Der *Ges-Darja* wird im Tarim-Becken Bariün-Östen-Darja genannt. Dieser Fluß erreicht das Becken in etwa 1700 m Höhe. In 2200 m Höhe erreicht er aber schon in der Nähe von Atschik-Tasch die äußerste Rand-Verwerfung des Grundgebirges und fließt von hier an in einen 32 m langen genau nach Norden verlaufenen Graben bis zu der Ebene auf den Hanhai-Tafeln. Die roten Felsen der umliegenden Hügel konnte ich nur aus einer größeren Entfernung beobachten. Im Westen aber hinter den roten Tafeln bis zur Einmündung des Argos, also in etwa 20 km Länge, befindet sich ein hohes Gebirge und zwar das abgeworfene Ostende der Schieferfalte des Atojnok-Tau. Der Argos-Fluß erreicht also das Tarim-Becken genau so wie der Ulugart. In den beiden Fällen vereinigen sich je zwei größere Flüsse genau am Rande der Ebene. Der Ges kommt vom Süden aus einem Querbruch, der Argos vom Westen aus einem Längsbruch. Auch in dieser Tatsache sehe ich einen Beweis für die quadratische gitterige Struktur. Einige Kilometer vor dem Zusammenfließen der beiden Flüsse werden die roten Tafeln bereits vom grauen kalkigen Konglomerat, vom Schotter der Artisch-Schichten, bedeckt. Soviel konnte ich aus der Ferne beobachten. Das jetzt beschriebene Tal wurde vor mir von Aurel Stein befahren. Meine Route liegt in 7—8 km Entfernung östlich des Ges.

Vom Kain-Davan des *Üssen*-Gebirges und aus den Keklidschül-Tal sieht man, daß der rote Trog zwischen dem Dschecken-Berg und dem Kaindavan-Berg gegen das Tarim-Becken offen ist. Durch die Täler, die zwischen den sanft gebogenen Gebirgsrücken, die nicht höher als 3400 m sind, liegen, sah ich bereits die Ebene des Tarim-Beckens. Die riesigen Berge Koxsel, Korgontasch und Pittik bilden die Eckpfeiler von einem rechtwinkligen Dreieck, innerhalb dessen sich eine Senkung und darin die eingestürzten Reste, Schellen, von Bergen befinden. Auch die Kalksteingrate des Kaindawan und des Dschecken sind solche Reste. Der letztere erhebt sich aus den Hanhai-Tafeln bereits stark zergliedert. Wo der *Üssen-darja* die Schlucht des Kaindawan-Berges verläßt, erreicht er eigentlich bereits den Rand des Tarim-Beckens, da das vorher erwähnte



große Dreieck bereits eine zum Tarim-Becken gehörende tektonische Bucht bildet. An einer anderen Stelle habe ich bereits darüber berichtet, daß der Karbon-Kalkstein um den Kaindawan stark gefaltet ist. Die darüber lagernden bzw. durch die Senkung daneben gelangten Angara-Tafeln sind aber fast vollkommen ungefaltet. Eine größere Biegung, Flexuren, erlitten sie nur in den großen Verwerfungen. Die Tafeln des Angara-Sandsteins werden sowohl in der nach dem Tschutek offenen Senkung wie auch gegen Norden im Graben des Üssen-darja von roten Hanhai-Schichten bedeckt. Auch die Tafeln der Hanhai-Schichten sind nur im kleinen Masse gestört. Durch die große Verwerfung am Nordfusse des Dschecken-Berges wurden sie durch eine genau erkennbare Flexur in die Tiefe verworfen. An diesen Stellen sind wunderbare lokale Falten zu sehen, was auch leicht zu verstehen ist, wenn man be-

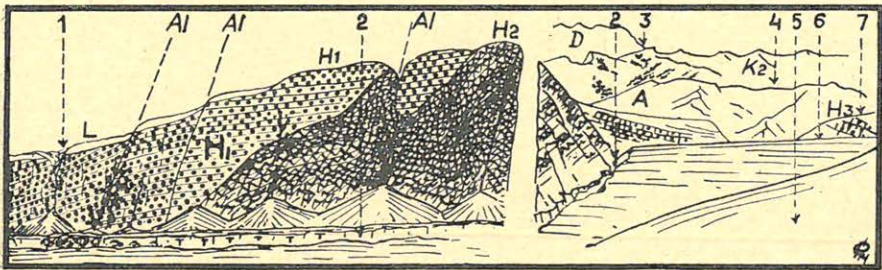


Abb. 73. Das Tal des Üssen-Darja an der Korgon Mündung. Aussichtsp. 1950 m. 1: Dschecken Graben. 2—2: Üssen-Darja. 3: Paß Kain-Dawan (3270 m). 4: Korgon Tal. 5: Die Schutthalde des Atschik-Tasch. 6: Ghedru-Djar Tal. 7: Atschik-Bel Tal. — D: Dolomit. K2: Oberkarbon. Kalkschiefer. A: Angara-Sandstein (Vorkretazisch). H3: Rotes Hanhai-Konglomerat. H2: Salzformation (Mergel, Gips, Salzton). H1: Artysch-Konglomerat. L: Löss. Al: Ganz junge Brüche.

denkt, daß hier im roten Sandstein viele Schichten vom Salzton zwischengelagert sind.

Die Schlucht des Üssen-darja am Dschecken-Berg wird in Abb. 73. dargestellt. An der rechten Seite dieser Abbildung weisen einige skizzenhafte Linien auf das tektonische Bild hin. Wie aus der Abbildung zu ersehen ist, verdient die Schlucht kaum den Namen einer solchen. Man hat es hier eigentlich mit einer mehreren Kilometer breiten Grabenverwerfung zwischen dem Korgontasch und dem Dschecken-Berg zu tun. Der tektonische Graben wird von den eingestürzten Tafeln der Hanhai-Schichten ausgefüllt und der Fluß erodierte die Schlucht nur in diesen Tafeln. Der ältere grobe rote Sandstein (H3) ist unter der Schlucht in die Tiefe ge-



sunken. In der Schlucht erscheint an den untergewaschenen steilen Wänden die wechsellagernde Schichtserie des Salztones, des Mergels und der mächtigen Kalksteinschichten (H2). An der Westseite aber kommt der rote Sandstein hinter den salzführenden Schichten in Form von großen Schollen in der Höhe vor. Die salzführenden Schichten sanken an den N—S-lichen und NO—SW-lichen Brüchen mit plötzlichen Abbiegungen in die sich einkeilende Bucht des Tarim-Beckens ab. Es war hier offenbar eine Bucht vorhanden, in die schon das eozäne Meer zwischen die damaligen Uferlinien des roten Sandsteins eindringen konnte. Das Profil der Abb. 73. bezeugt, daß hier im Zusammenhange mit dem zweiten Senkungs-rhythmus die Halde eines Flusses vorhanden sein mußte, der Schotter in sehr großer Masse in den Graben führte. Über den sich abbiegenden Tafeln der salzführenden Schichten lagert näm-

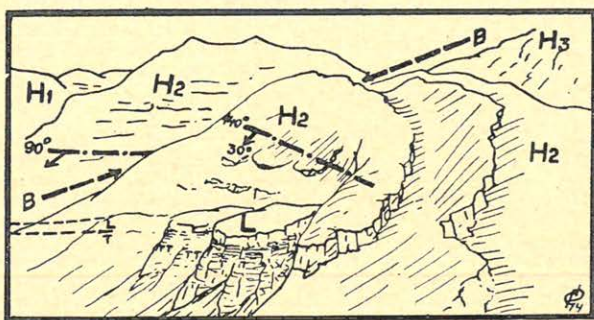


Abb. 74. Die Schichten der Salzformation an der Kugun-Ujak Wand gegenüber dem Dscheken Graben (S. Abb. 73.). H3: Roter Hanhai-Sandstein. H2: Salzton, Gips und weißer Kalk. H1: Artysch-Sandstein mit Konglomerat-Bänken. T: Terrassenschotter. L: Löß. B—B: Bruchlinie.

lich eine Schottermasse, die die Brüche der salzführenden Schichten bedeckte. Nachher erfolgte dann die Erosion der Schlucht. Der mit H1 bezeichnete Schotter brach dann an wiederauflebenden Brüchen entlang stufenweise nach der Richtung des Tarim-Beckens ab. Der Üssen-darja kann in der Schlucht die große Masse des von den Wänden dieser lockeren Schichten abgewaschenen Schuttes kaum durchdringen. Infolgedessen ist die Aufschüttung so bedeutend, daß heute nur eine einzige Terrasse existiert. In der Höhe sieht man jedoch noch die kleinen Reste von den älteren Terrassen.

Unterhalb der Dschekener Schlucht des Üssen-darja schnitt der Fluß in den stufenförmig abgebrochenen Schotter (H 1) einen sehr tiefen schluchtartigen Graben ein. Die 100 m mächtigen



unterwaschenen fast senkrechten Wände des Schotters sind auch aus der Ferne zu sehen. In 1800 m Höhe folgt auch der Üssen-darja dem Gesetz des Tarim-Beckens und biegt sich plötzlich nach Osten.

Aus diesen Daten geht also bezüglich der Hanhai-Periode klar hervor, daß *die rote Wüste bald nach der Ingression des eozänen Meeres* nicht mehr existierte. Über die eozänen Schichten (die salzführende Schichtserie muß auf Grund der Überlegungen auch als Eozän betrachtet werden) lagerte der rote Sandstein nicht mehr in großer Masse ab. Grauer Schotter und Sand lagert hier, was auf größere Flüsse und auf einen am Beckenrand abgelagerten Schuttkegel hinweist. Wo dieser große Schuttkegel im Begriffe war, sich am Rande des Beckens auszustrecken, ist seine heutige Höhe 2300 m. Fast genau an derselben Stelle biegt sich auch das heutige Bett des Üssen-Darja nach Osten. Seitdem schnitt sich der Fluß in seinen eigenen Schuttkegel mehr als 500 m tief ein. Durch die posteoazäne Schuttkegelbildung entstand hier ein Schotterlager

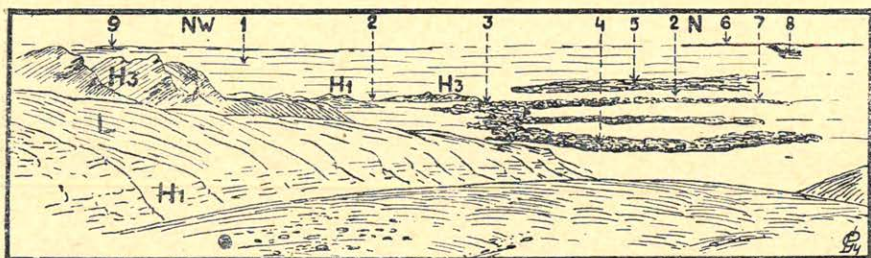


Abb. 75. Das Tarim Becken von dem Paß Karakol-Dawan (1915 m). 1. Singarkasch Wüste. 2—2: Der Graben des Barün-Osten (Tasch-Malyk-Darja) Flusses. 3: Saiga. 4: Eski. 5: Djulgun-Bugra. 7: Tscheke. Alle gehören zu der Tasch-Malyk genannten Oasengruppe. 6: Die Oase Togusak. 8: Ort Borachtai. Alle Oasen liegen an Lößdecken und künstlich geschaffenen Fruchtböden. Ringsherum überall Sandwüste. — H3: Roter Sandstein. H1: Artysch-Konglomerat. Letztere Reste der pliozänen Schutthalde des Ges-Darja. L: Löß.

von noch größerer Mächtigkeit, weil die heutige Oberfläche des Schuttkegels eine von der Deflation stark angegriffene, sehr unebene und von Löß nur an einigen Stellen bedeckte Wüste darstellt. Von seinem oberen Teil fehlen also schon sehr viele Meter. Auch das Profil beweist, daß das Material des tertiären Schuttkegels sich auch unter dem in 1800 m Höhe liegenden Punkt noch weit in die Tiefe erstreckte.

Charakteristisch ist ferner die Tatsache, daß sich der rote Berg, der zwischen dem Üssen-Darja und dem Ges-Darja liegt und ein sich vom Atschikhtasch bis zum Karakol-Dawan in 18 km



Länge erstreckendes Vorgebirge bildet, genau so in das Tarim-Becken einkeilt, wie das Hochgebirge, obwohl er in seiner ganzen Masse von Hanhai-Schichten aufgebaut wird. Mit seiner Stirnwand blickt er nicht auf das Tarim-Becken, sondern er liegt schräg zur Randlinie des Beckens und sieht direkt nach Osten, wo unter ihm sich in etwa 20 km Breite der neogene Schuttkegel des Üssen-Darja ausstreckt (Abb. 76). In Abb. 74 ist sein tektonisches Bild dargestellt über dem Abbruch und der Abrutschung des eozänen Salztones, Gipses und der Kalksteintafeln.

An der Oberfläche des großen Schuttkegels verzweigen sich heute schon breite Korridore. Die Uadis, die in Abb. 75 angedeutet werden, konnten nur durch die periodischen Regen und plötzlichen Schneeschmelzen erodiert werden. Diese Abbildung zeigt übrigens noch, daß in der Mitte der Taschmalik-Oase aus dem Sand eine Klippe des roten Sandsteins aus dem Tarim-Becken emporragt, die bezeugt, daß hier der letzte Rest des Gebirges vorhanden ist.

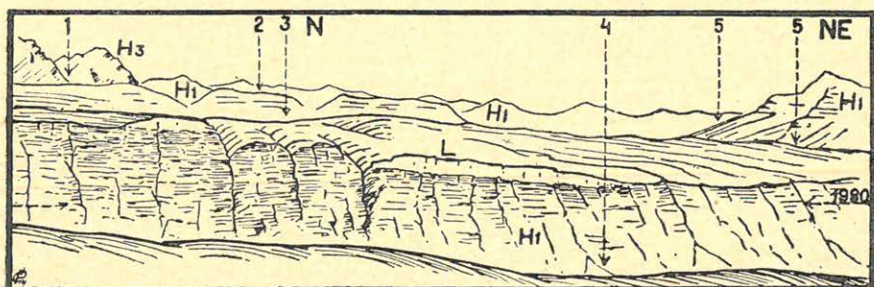


Abb. 76. Der untere Abschnitt des Üssen-Darja. 1: Der nach der Oase Eski führende Paß Karakol (2255 m). 2: Karakol Tal. 3: Aksai Tal. 4: Der Graben des Kusgun-Ujak. 5—5: Der Graben des Üssen-Darja. — H3: Rote Hanhai-Konglomerat Berge. H1: Artysch-Schotter. L. Löß.

Den Schuttkegel des großen Tales, das in der östlichen Nachbarschaft des Üssen-Darja liegt, konnte ich nicht befahren, er ist nur aus den Angaben Hedins bekannt. Ich konnte nur so viel beobachten, daß der Keng-Su in 2000 m Höhe um den Kitschik-Karaul sich noch in der Schlucht befindet, die in den Schiefen des Grundgebirges erodiert wurde. Nach den Angaben von Hedin beginnt in 5 km Entfernung von hier bereits die Ebene, die Gärten der Igis-Jar-Oase. Dies dürfte aber wohl nicht stimmen, weil in dieser kurzen Strecke der Fall zu groß wäre und für den Schuttkegel kein Platz übrig bleibt. Unter der Igis-Jar liegt bereits die Wüste des breiten Schotterabhanges. Die „Sickerzone“ von Terra



(55) beginnt demnach bereits in 1600 m. Es muß betont werden, daß im Panorama der Abb. 77 a-b der mit Nr. 9 bezeichnete Mukterek eine Hügellandschaft darstellt, die nur als Rest des tertiären Schuttkegels des Keng-Su betrachtet werden kann. Vor der Halde des Keng-Su liegt heute ein Schuttabhäng, der durchschnittlich 15 km breit ist. Diese Schotterwüste wird von den Uadis des Tam, Tschanas und Tschmingen und von den verlassenen Betten des Keng-Su durchsetzt, die dadurch trocken geworden sind, weil ihr Wasser teilweise oder fast gänzlich in der Richtung nach Jangihissar abgeleitet wurde. Stellenweise verläßt das Wasser diese Gräben, was dadurch verraten wird, daß an manchen Stellen in der vollkommen unfruchtbaren Wüste kleine Oasen zu sehen sind. Die untere Linie dieses Schotterabhanges befindet sich in etwa 1200—1300 m Höhe. Hier führt der Fluß wieder mehr

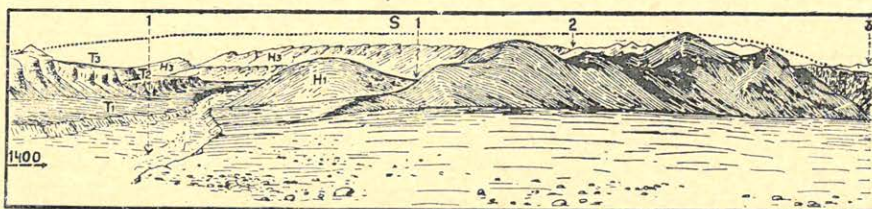


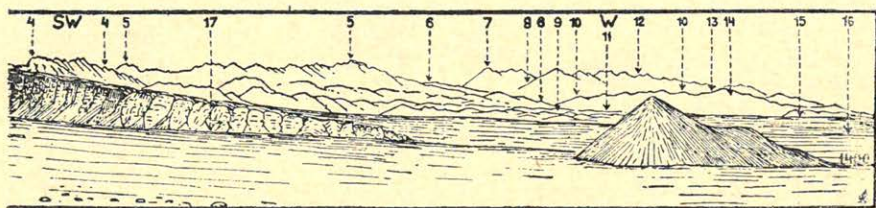
Abb. 77. a—b. Der Rand des Tarim Beckens zwischen Jarkand und Jangihissar. Der Aussichtsp. liegt 4 km südlich von der Oase Afar an dem Kapka-Tschingen Fluß 1590 m. — 1—1: Der Graben des Kapka-Tschingen, meistens trocken. 2: Die unterste Schlucht des Kapka-Tschingen. 3: Die Oase Tschingen (am Talgrund). 4—4: Sogott Gebirge, links ein roter Sandstein-Berg, sonst Kalksteinberge mit einem gezackten Grat. 5—5: Das Karbonalkalkstein-Gebirge des Kapka-Tau. 6—6: Kengol Tal. 7: Gidjek-Tau Gebirge. 8: Gidjek Tal. 9: Muk-Terek Tal und Kitschik-Karaul im Kengol (2060 m). 10—10: Ordolon Tal. 11: Kengol Talöffnung am Rande des Beckens. 12: Pit-tik-Tau Gebirge. 13: Paß Atschik-Bel. 14: Kairak Gebirge. 15: Ortschaft Igis-Jar (1515 m). 16: Tschanas Graben. 17: Ein Trockengraben des Kapka-Tschingen in die altalluviale Schotterfläche eingeschnitten. — H3: Roter Sandstein und Konglomerat. H1: Artysch-Schotter. Die punktierte Linie soll den pliozänen Riesenschuttkegel darstellen. T3—T2—T1 sind Terrassen von drei Zeitabschnitten des Diluviums.

Wasser und dadurch entstand von Kisil bis Kelpün eine ganze Reihe von Oasen. Auch die große Karawanenstraße befindet sich an dieser Linie, weil sie von Norden durch den Flugsand hierher gedrängt wird. Das Flugsandgebiet wird hier Kisilkarak-Kum genannt.

Die Ebene der Sandwüste wird durch eine Hügelreihe des Artisch-Sandsteins unterbrochen, die von Jangihissar genau nach



Osten zu verfolgen ist. Auf Grund der Angaben von Stein und meiner Beobachtungen kann eine mindestens 35 km lange sehr schmale dammförmige niedrige Hügelreihe in die Karte eingetragen werden. Im Tertiär dehnten sich also die Schotterschichten im Tarim-Becken tief aus, in einem Gebiet, wo heute kein Fluß existiert, nur die Quelle Sogott-Bulak-Langi bekannt ist, die in 1260 m Höhe entspringt. Südlich von Jangihissar liegt auch ein hoher Schotterdamm. Es liegen hier schmale, sehr lange Schotterhügelreihen, an denen die Schotterschichten einen auffallend steilen Fallwinkel aufweisen. Neben Jangihissar fallen die Schichten im Damm des Artisch-Schotters unter  $30^\circ$  nach Norden, der Einfallwinkel ist also tatsächlich recht beträchtlich. Der Wüstenwind weht den Flugsand hoch auf die Schotterhügel und der sonst spärliche Regen wäscht noch immer recht viel Schotter von den



Hügeln ab. Die Hügel sind so groß, daß an ihren Seiten breite Uadi-Gräben entstehen können.

Ich möchte noch bemerken, daß Hedin für die Igis-Jart eine Höhe von 1515 m und Stein für die Kisil-Oase eine solche von 1445 m angab. Nach meiner Meßung liegt die Kisil in 1220 m Höhe, also in derselben Höhe wie auch der bereits so oft gemessene Jangihissar. Meine Abgabe stimmt also auch mit der Hedins überein.

In östlicher Nachbarschaft, 21 km von der Halde des Keng-Su entfernt, liegt die Halde des Tschmingen. Um ihn vom Tschmingen-Darja zu unterscheiden, wird er Tschmingen von Döngürek genannt. Die große Hanhai-Tafel des Kapka-Berges befindet sich im Quellengebiet des Arpalik und des Tschmingen von Döngürek, also in der Umgebung der Pässe Djambulak und Döngürek in 3600 m Höhe. Die Struktur der roten Tafeln verrät den stufenförmigen Abbruch, der infolge der Senkung des Tarim-Beckens entstanden ist. Die Bruchlinie, die den Rand des Beckens markiert, wird vom Tschmingen in 1590 m Höhe durchquert. Auch die Krone der kahlen abgewaschenen Berge, die von den nach NO unter  $30-50^\circ$  fallenden Tafeln des roten Sandsteins aufgebaut



werden, erreicht kaum eine Höhe von 2000 m. Der rote Sandstein sank in schmale lange Platten zerbrochen unter die Oberfläche der Ebene. In Abb. 77 a ist in S-licher Richtung das Bild von zwei solchen abgebrochenen Prismen vom roten Sandstein zu sehen.

Der letzte Rest des Grundgebirges ist an der Oberfläche in etwa 2050 m Höhe der Talsohle anzutreffen. Der Tschingen fließt hier in einer Schlucht, die quer zu den senkrecht stehenden

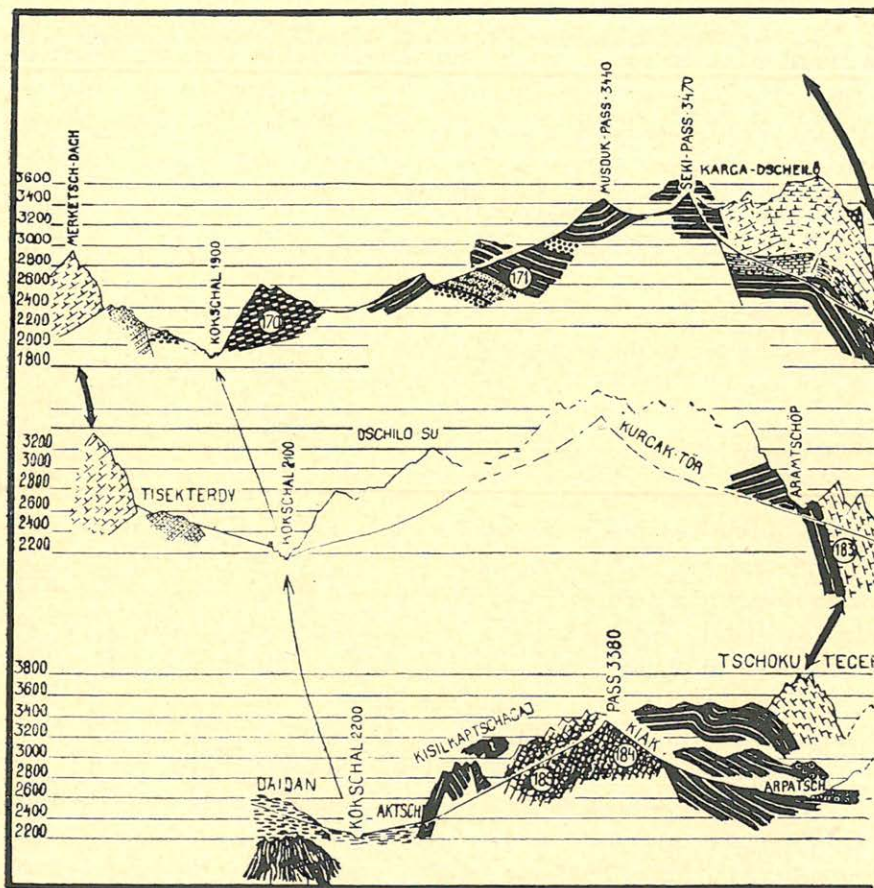
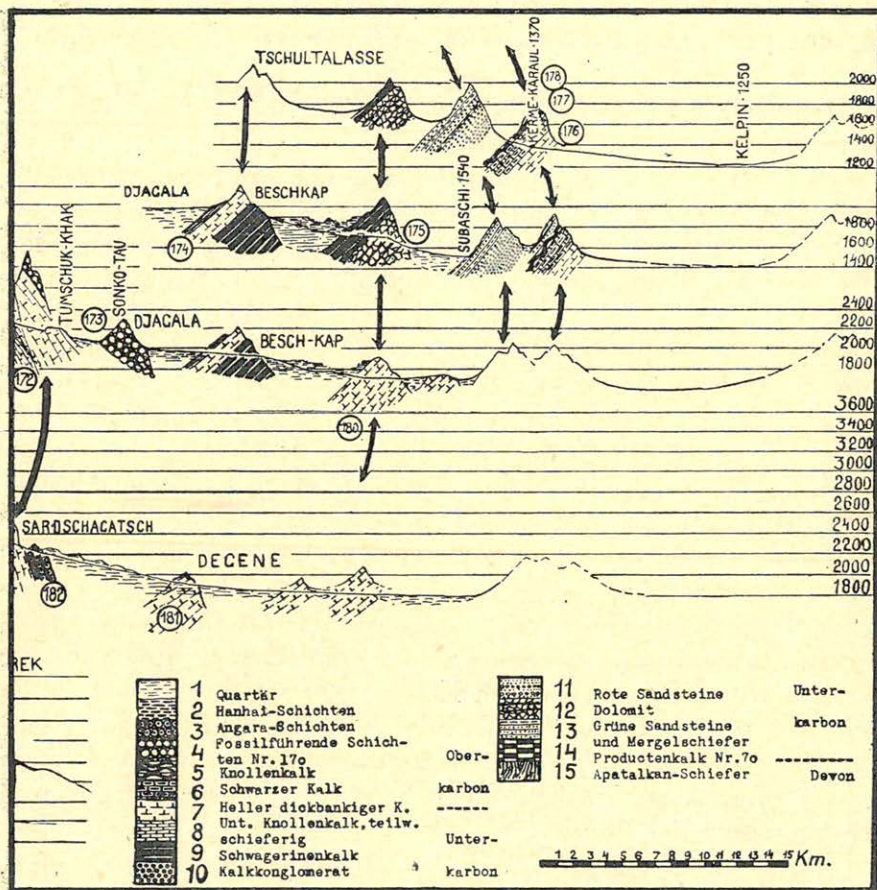


Abb. 78. a—b. Drei Querschnitte des Karateke Gebirges.

Tafeln eines gelben phyllitischen Schiefers, eines mit kalkigen Sandsteinschichten wechsellagernden tonigen Sandsteinschiefers (Nr. 2—126) und eines dünnblättrigen Kalkschiefers erodiert wurde. Oberhalb der Schlucht befinden sich an den Bergen, die sich 400—500 m über der Talsohle erheben, die nach NW fallenden Tafeln des roten Sandsteins. In Abb. 77a. ist ein höherer, mit



H3 bezeichneter Berg von dieser Art zu sehen. Nur von der Ebene, jedoch nicht vom Tale aus kann man genau beobachten, daß auch dieser Berg einen schmalen, sehr langen felsigen Grat darstellt, der von nach NO fallenden Tafeln aufgebaut wird. Der Tschingen erreicht die Halde seines tertiären, vom Artisch-Schotter gebildeten Schuttkegels in 1900 m Höhe. Die kleine Tschingen-Oase in 1770 m Höhe liegt bereits im Bereiche der Artisch-



Hügel, aber auch hier erhebt sich noch von den nach Norden fallenden mächtigen Schichten des grauen Schotters und Konglomerats der Rand der äußersten Tafel von roten Sandstein.

Der große Artisch-Schuttkegel fällt von einer Höhe von 2000 m nach Norden bis 1400 m. Seinen letzten Rest, der der Erosion noch nicht zum Opfer fiel, beobachtete ich südlich der Asar-Oase in dieser Höhe. (In Abb. 77 b in W-licher Richtung.) Die ursprüngliche Gestalt dieses großen Schuttkegels wird in der Abb.



durch eine punktierte Linie angedeutet. Aus der Skizze geht klar hervor, daß der große Schuttkegel vor allem durch die Erosion des Tschingen zerstört wurde.

### 8. Das Karateke-Gebirge.

Das Vorgebirge des Hohen-Tienschan, das zwischen dem Graben des Kokschal-Flusses und dem Flachland des Tarim-Beckens liegt, wird O-lich des geographischen Längengrades 78 Karateke-Gebirge genannt. Dieser Name ist natürlich nur in der geographischen Literatur gebräuchlich. Mit dem Aufbau des Gebirges befaßte sich Gröber eingehend. Er gab zwei vollständige Querschnitte an (25), die in der Richtung der von der Kelpin-Oase nach dem Kokschal-Tal führenden zwei Pässe Düngüretme und Kepening liegen. Meine Beobachtungen beziehen sich auf den oberhalb der Üsüngegusch-Mündung liegenden Abschnitt und ergänzen die Angaben der früheren Merzbacher-Expedition. Außerdem wurden noch zwei Querschnitte aufgenommen (Abb. 78 a-b), die sich denen von Gröber in westlicher Richtung in 15 und 60 km Entfernung anschließen. Die Reise Hedins über den Kuldschaschi-Paß lieferte keine wesentlichen geologischen Resultate. Was also über das Karateke-Gebirge vom geologischen Gesichtspunkte aus oder sonst bekannt ist, ist den Veröffentlichungen von Keidel und Gröber und meinen eigenen Beobachtungen zu verdanken.

Mein östlicher Querschnitt läuft von der Mündung des Üsüngegusch gerade nach Süden bis zum Karga-Dscheilö und von hier in SO-licher Richtung bis zum Kelpin. Der westliche Querschnitt zieht sich vom Nebental Karakol des Kokschal in SO-licher Richtung bis zum Kelpin. Das erstere umfaßt eine 85 und das letztere eine 105 km lange Strecke, abgesehen von den Biegungen und den Umwegen der Route.

Das Karateke-Gebirge stellt in seinem Ganzen eine tiefgesunkene Scholle des Tienschan dar. Das ganze Gebirge besteht aus einer Tafel, die der Karbonkalksteinhülle des Tienschan entstammt. Sie ist fast ungefaltete und erlitt nur einen Seitendruck von sehr kleinem Masse. Dieser Seitendruck war ausschließlich von einem lokalen Charakter und beschränkte sich nur auf das Gebirge. Er kam zweifelsohne infolge der Senkung des Tarim-Beckens zustande. Von den zwei Hauptlandschaften des Gebirges repräsentiert die nördliche ein Hochgebirge ohne Unterbrechung, während die südliche aus einer Reihe von mit breiten Ebenen



bedeckten Stufen und aus emporragenden Klippenzügen besteht.

Zwischen den Bruchlinien des Kokschal und des Tumschuk-Khak ist das Hochgebirge massiv geblieben. Da die Kokschal-Bruchlinie noch völlig einen Tienschan-Charakter aufweist, weil sie steif ist und gerade in der W—O-lichen Streichrichtung des Tienschan liegt, während die Bruchlinie Tumschuk-Khak einen mit großartiger Regelmäßigkeit gezeichneten Bogen aufweist, weichen auch die zwei Seiten des Hochgebirges in ihrem Landschaftsbild voneinander ab. Das Hochgebirge stellt einen Halbkreis dar, der im Osten und Westen schmaler wird. Im Süden liegt vor ihm der breite Rand der niedrigen Landschaft, dahinter die breite Ebene des Tarim-Flusses und die sich aus der Wüste erhebende Scholle des Masar-Tag.

Der Schina-Dawan ist eine Terrasse von 100 m der Kokschal-

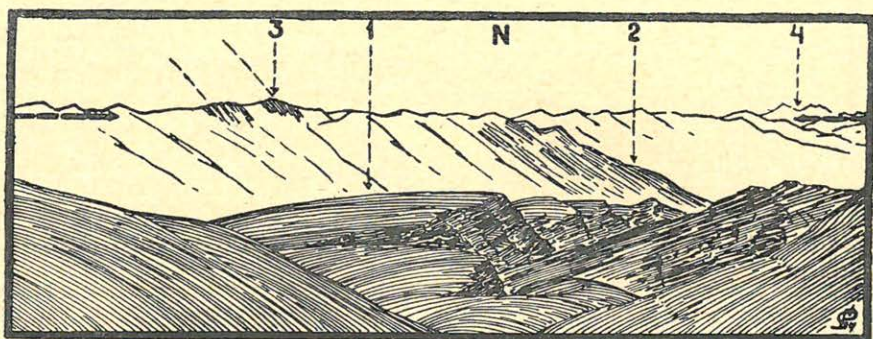


Abb. 79. Paß Musduk (3440 m). 1: Kokschal Tal. 2: Usüנגegusch Tal. 3: der Bergskamm des Tschalmatö. 4: Myndaioi Gebirge. Im Vordergrund Schwagerinenkalkstein Schichten.

Grabensenke. Die Karawanenstraße von Ütschturfan läuft hier oben, da der Kokschal durch den Strom und das bedeutende Schuttmaterial des hier einmündenden Usüנגegusch an die Seite des Karateke gedrängt wird. In großer Verbreitung kommt hier ein schwarzer dichter Kalkstein mit *Productus giganteus* und *Endothyra* vor, der den oberen Horizont des Unterkarbons vertritt. Der Kalkstein ist zwar in kleinere Tafelstücke zerbrochen, der Fallwinkel der einzelnen Tafeln beträgt aber nur selten mehr als  $10^{\circ}$ . In allen Richtungen befinden sich hier niedrige Tafelberge mit flachen Rücken und kleinere Tischhügel. Zwischen ihnen liegen kurze Schluchten und breite Wannen mit Schotter gefüllt. Nach oben zu, gegen 2600 m Höhe, ist bereits ein schwagerinenführender (Schw. princeps Ehr.) Kalkstein von ausgesprochen oberkarbonischem Alter zu sehen. Unter dem oberkarbonischen



dichten schwarzen Kalkstein lagert eine Schichtserie terrestrischen Ursprungs, die aus den wechsellagernden Schichten von grauem Kalksteinkonglomerat, gelben sandigem Schiefer, rotem Sandstein, rotem Konglomerat und rotem Ton besteht. In der Nähe des Passes sind im Schwagerinen-Kalkstein auch Konglomeratschichten eingelagert. Bis zum Musduk-Paß (3440 m Abb. 79) sind hier lauter zwischen Tafelbergen erodierte breite Täler zu sehen. Über der Höhenlinie 2600 m sind die Nordseiten der Tafelberge teilweise von Fichtenwäldern bedeckt.

Die Nordseite besteht aus den Tafeln von productus- (Nr. 2—170) und schwagerinenführendem (Nr. 2—171) Kalkstein. Das

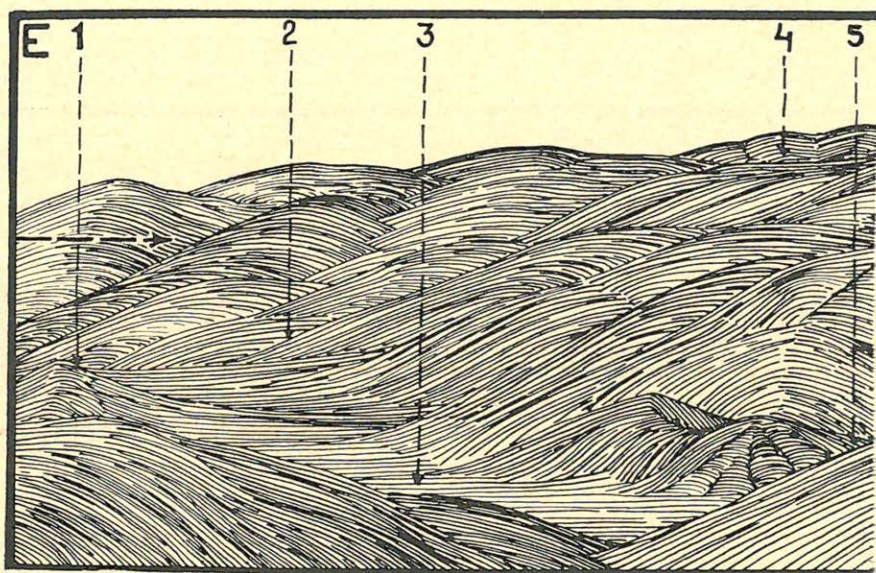
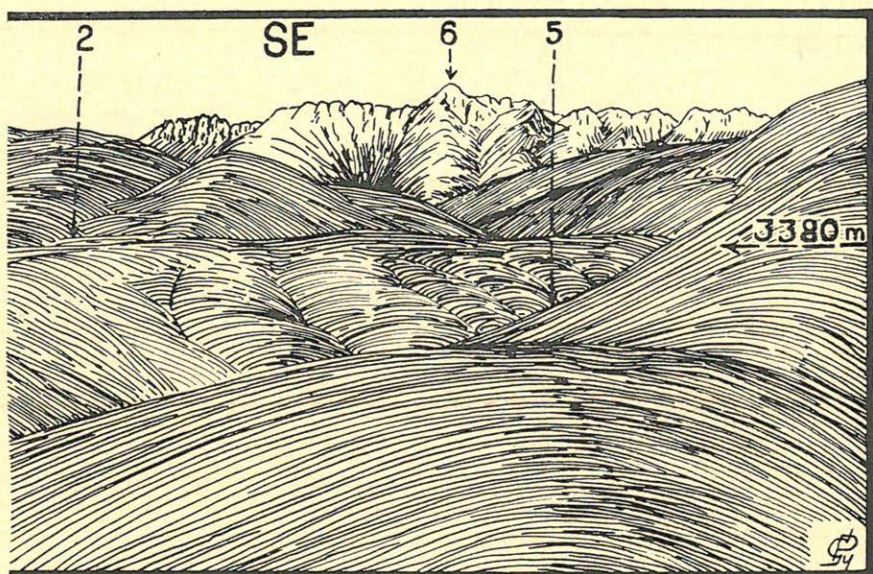


Abb. 80 a—b. Der Paß des Kisil-Kaptschagaj und das Tschoku-Tegerek Gebirge. 1: Arpa-Tschötschök Tal (Hedins Route). 2—2: Besch-Turpak Tal. 5: Kijak Tal. 4: Kodjosch-Syrt. 5—5: Ken Tal. 6: Hauptgipfel des Tschoku-Tegerek-Tau. Stark abgetragene Rumpffläche mit flachen trogartigen zugeshütteten Tälern, nur in den unteren Abschnitten tief, schluchtartig eingetieft.

letztere Gestein baut den Berg des Musduk wie auch des Seki-Passes auf. In dieser Tafel hobelte der diluviale Gletscher sein Tal aus. Der größte Berg in der Nähe des Seki-Passes (3470 m) erreicht sogar eine Höhe von 4000 m. Unterhalb des Seki-Passes befindet sich im Süden eine große Verwerfung. Infolge dieser Verwerfung entstand hier ein Bergkamm. Von hier an treten in südlicher Richtung diese eigenartigen, schmalen langen Kalksteinwände auf..



Hinter jeder befindet sich um eine Stufe niedriger die von Schotter aufgefüllte breite Ebene. Die Kalksteinwände werden durch Felstoren von eingestürzten Karsthöhlen unterbrochen. An der Nordseite folgen von oben nach unten heruntergehend auf die jüngeren Bildungen immer ältere Schichten. Diese Tatsache weist darauf hin, daß sich vom Seki-Paß bis zum Kokschaal eine einzige Tafel hinzieht, während an der Südseite die Gesteine der Nordseite in der Tiefe versanken und das Baumaterial der Berge hier durchweg aus den Sedimenten des jüngsten Karbons bestehen. In den Bergen des Karga-Dscheilö war unten Schwagerinen-Kalkstein, darüber ein dünnbankiger toniger Kalkstein und in mächtigen



Bänken ein Knollen-Kalkstein zu sehen. Noch weiter nach oben zu folgte ein hellgrauer, fast weißer Valvulinen- und Lingulinen-Kalkstein (Nr. 2—172). Dieses charakteristische Gestein des Hohen-Tienschan baute hier also, in einen Horizont von 2600—3200 m gesunken, die großartigen Felsengebirge auf. Der Schwagerinen-Kalkstein sank unterhalb des Seki-Passes in südlicher Richtung längs einer großen Verwerfung in die Tiefe und seinen Platz nahm in der höheren Zone der Knollen-Kalkstein, hauptsächlich aber der Lingulinen-Kalkstein ein.

Die Tatsache, daß die Höhe der Berge sowie die hypothetische Fläche, die die einzelnen Spitzen verbindet, offenbar gleichmäßig ist und eine allgemeine nach Norden fallende Oberfläche darstellt, läßt sich darauf zurückführen, daß auch auf dem Hoch-



gebirge des Karakteke einst sich eine alte Rumpffläche verbreitete und zwar nach der Ausbildung der Hauptlinien der heutigen Tektonik. Die vorher beschriebene Verwerfung verwischte sich in dieser Rumpffläche. Das Hochgebirge endet längs einer zweiten Verwerfung unterhalb des Karga-Dscheilö in südlicher Richtung. In dieser Verwerfung sieht man eine große Flexur, der Lingulinen-Kalkstein weist hier einen Fallwinkel von  $60^\circ$  auf. Natürlich ist die Flexur des Karga-Dscheilö in ihrer Struktur etwas komplizierter als es im Querschnitt der Abbildung 78 a—b dargestellt wird. Auch ein richtiger Bruch ist hier vorhanden, der am oberen Ende der Karga-Schlucht so markant erscheint, daß eine kleine Scholle

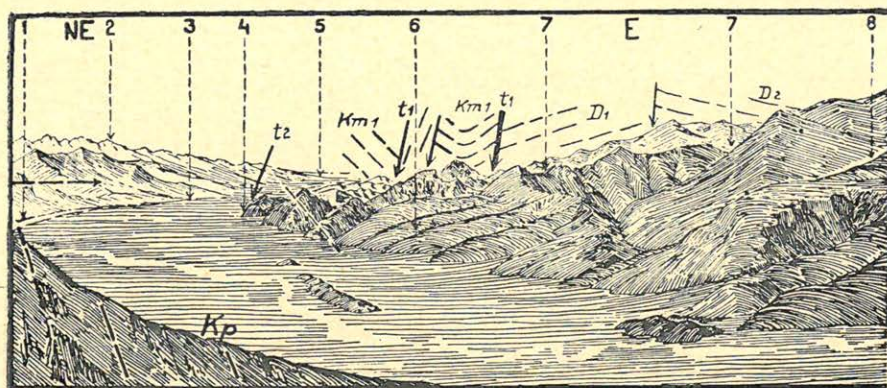


Abb. 81. a—b. Die Berge zwischen den Bülotü und Kisil-Kaptschagaj vom Bülotü Paß (3060 m). 1: Kokschal Fluß 2 km unterh. d. Karakol-Mündung. 2: Merketsch-Dagh. 3: Kokschal Fluß. 4: Die Oase Aktschi (Lager d. Verf. am 23—24. IX. 1909). 5: Tisekterdy Tal. 6: Bergabhang Karatschi. 7—7: Tal des Kisil-Kaptschagaj. 8: Das östl. Bülotü Tal. 9: Das mittlere Bülotü Tal (Reiseroute Youngsusband. Karawanenstraße nach Kaschgar.) — Kp: Phyllit (Apatakan-Schichten). Km1: Unterkarbon. Productenkalk. D1: Kalkdolomit. D2: Dolomit (Un. Karb.) t1 u. t2: Hauptverwerfungen des Kokschal-Grabens — Die Landschaft ist eine stark angegriffene Rumpffläche, tief ausgekerbt mit schuttüberfüllten Haupttälern.

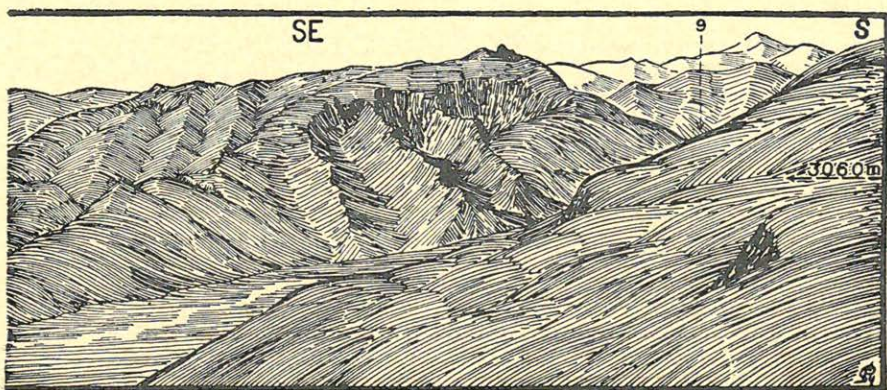
des Knollen-Kalksteins mit einer scheinbaren Diskordanz über den Schwagerinen-Kalkstein geschoben wurde. Diese Erscheinung widerspricht natürlich nicht der Tatsache, daß hier sämtliche Karbonschichten regelmäßig übereinander lagern. Auch in der konkordanten Lagerung der abwechselnden marinen und terrestrischen Ablagerungen sind kaum Störungen festzustellen.

Die südliche Zone des Hochgebirges, also der Karga-Grat, weist bereits eine starke Biegung auf. Sie ist ein Abschnitt jenes



großen Bogens, der in Abbildung 78 a—b durch die großen Pfeile angedeutet wird.

Den westlichen Querschnitt habe ich in der Abbildung 78 a—b in einzelne Teile zerlegt, damit die charakteristischen Erscheinungen klarer zum Ausdruck kommen. Im Degene-Querschnitt schneidet der Abschnitt Kurgaktör-Sardschagatsch den westlichen Teil des Karga-Bogens ab und zwar 14 km von Karga-Dscheilö entfernt. Die beiden Strukturen sind hier vollkommen identisch. Der Lingulinen-Kalkstein weist hier dieselbe Flexur auf, nur seine Deckschichten bestehen hier aus einem sandigen Kalkstein, in dem häufig Einlagerungen von einem eisenoxydhaltigen Quarz-



sandstein (Nr. 2—182) vorhanden sind. Unter dem Lingulinen-Kalkstein läßt sich der dunkle Knollenkalkstein vom Schwagerinen-Kalkstein kaum unterscheiden.

Westlich von hier konnte an der Ostseite des Tarascha-Bel eine kleinere in NS-licher Richtung ablaufende Verwerfung festgestellt werden. Auch diese wird dadurch auffallend gemacht, daß hier die Schichten nicht gebrochen sind sondern eine starke Flexur aufweisen. So liegen die eisenoxydhaltigen grünlich-grauen sandigen Kalksteintafeln in einer bedeutenden Höhe (2700—3400 m), aber fast horizontal in großer Ausdehnung unter der bereits abgetragenen Rumpffläche.

Im Querschnitt von Kisil-Kaptschagaj herrschen die sogar unter 30—40° nach Norden fallenden Tafeln des Dolomits (Nr. 2—184) und des kalkigen Dolomits (Nr. 2—185) vor. Die Oberfläche ist hier eigentlich ein breiter abgetragener Rücken Auffallend ist, daß hier im Westen die Ablagerungen bereits nicht in kleinen Tafeln zerbrochen vorhanden sind. Auch in der Abbildung 80 a—b fällt die eintönige Oberfläche, die weißliche Lingulinen-Kalk-



steinscholle des Tschokutegerek, hinter dem Gebiet der Dolomit-Schollen auf. Etwa in der Mitte des Tales des Kisil-Kaptschagaj (der Name ist hier ziemlich unverständlich, da hier keine Spur von einer tiefen Schlucht, Kaptschagaj, zu sehen ist), im Koschwak-Tal, fallen die dunklen Schichten des Schwagerinen-Kalksteins sofort ins Auge. Hier ist aber auch die Oberfläche von einer anderen Natur. Das Landschaftsbild besteht auch hier aus vielen zerstreuten Tafelbergen wie in der Umgebung des Schina-Davan. Zwischen der Dolomitscholle und dem Schwagerinen-Kalkstein muß ein Bruch vorhanden sein. Der Kalkstein weist nämlich eine gestörte Struktur auf, er ist in kleinere Einheiten zerbrochen und seine Tafeln fallen nach der Grabensenke des Kokschal ein. (Abb. 81 a—b).

Aus dieser Beschreibung geht hervor, daß das Karateke-Gebirge einheitliche ungefaltete Tafel von Sedimenten des Karbon-Meeres darstellt. Unter Beibehaltung der einheitlichen Struktur ist die Tafel zerbrochen und die so entstandenen einzelnen Stücke bewegten sich in vertikaler Richtung nur in solchem Masse, daß weder das präkarbonische Grundgebirge an die Oberfläche gelangt, noch die postkarbonischen Schichten die nebeneinander liegenden Stücke der verschiedenen Karbonstufen bedecken konnten. Das Alter der Brüche läßt sich zwar unter solchen Umständen schwer feststellen, jedoch scheint es wahrscheinlich zu sein, daß die Rumpffläche, aus der die Morphologie des heutigen Gebirges zustande kam, sich über den zerbrochenen Teilen ausgebildet hat. Die Ausbildung der Bruchstruktur ging also lange Zeit der Senkung des Tarim-Beckens sowie der großen einheitlichen Hebung voran. Es muß noch erwähnt werden, daß im Karateke-Gebirge keine Hanhai-Schichten zu finden sind. Der eisenoxydhaltige grünlich-graue sandige, mit Quarzsandstein wechsellagernde Kalkstein schließt sich in der Umgebung des Tarascha-Bel ganz den oberkarbonischen Schichten an.

Zwischen der großen Grabensenke des Kokschal und dem Karga-Sardschagatsch-Bogen, also in der Stufe des Hochgebirges, sind keine größeren oder zu Systemen mit bestimmbarer Richtung gehörenden Bruchlinien zu sehen. Damit hängt es wahrscheinlich auch zusammen, daß hier außer der Linie des Musduk-Grates, der eine Wasserscheide darstellt, keine orographische Regelmäßigkeit zu finden ist. Auch die Täler verzweigen sich unregelmäßig und verbreitern sich meistens. Um so auffallender ist daher die im südlichen Vorraum des Karateke-Gebirges vorherrschende Regelmäßigkeit. Zwischen den Kaminen des südlichen Randgra-



tes vom Karateke-Gebirge stehen die Piks wie die Soldaten in einer Reihe. Drei Schluchten sind hier vorhanden, die den Grat bis zu seinem Grund aufschneiden. Ende September 1909 führten sie überhaupt kein Wasser. Dieser Grat stellt die Grenzlinie zwischen dem Leben und der toten Wüste dar. Die Schluchten erreichen den Rand der Wüste in 2200—2400 m Höhe. Die Quelle Subaschi der Kelpin-Oase liegt in 30 km Entfernung von der Schlucht des Karga in 1540 m Höhe. In 1370 m wird das Wasser in Kanäle geführt, die es dann in den Gärten der Kelpin-Oase verteilen. Diese große Oase liegt bereits am Grunde des Tarim-Beckens. Das Haus, in dem ich wohnte, befindet sich in 1250 m Höhe. Der größere Teil der Einwohner lebt an den Bergabhängen bis 1330 m hoch, wo sich bereits die Kanäle nach Süden verzweigen.

Die fast 50 km breite Ebene zwischen dem Karga und der Kelpin-Oase, zwischen dem oberen und unteren Rand mit einer Höhendifferenz von genau 1000 m, bildet den Schotterabhang des Karateke-Gebirges. Seine Uadi-Gräben sind stark verzweigt, was darauf hinweist, daß sie, zeitweise auch heute noch, durch die öde Wüste Wasser führen. Aus der Schotterwüste heben sich sehr schmale, niedrige aber steile Felsengräte empor, die mit dem Grat des Karga-Sardschagatsch parallel ablaufen. Die Entfernung zwischen den einzelnen Graten ist fast ganz dieselbe. Vor dem Hochgebirge liegt die 4,5 km breite Tumschuk-khak, eine Schotterebene, an deren Oberfläche die schlecht erhaltenen Reste von oberkarbonischen Fossilien zu finden sind. Es scheint hier ausschließlich Kalksteinschotter vorzukommen. Aus der Wüste erheben sich einige Felsen, um die herum Schutthänge ausgebildet sind. Der Kalkstein dieser Klippen ist glänzend weiß und von zahlreichen Eisenoxydaden durchsetzt. Das Verwitterungsprodukt der Adern färbt die Wüste stellenweise hellrot. Die untere Wand der Tumschuk-Khak wird Sonko-Tau genannt. Sie besteht aus nach Süden fallenden oberkarbonischen Kalksteinschichten, sodaß seine Nordwand steiler ist. Die Schichten fallen also gegen das Tarim-Becken ein, wie das auch am Südrand des Karateke-Tau der Fall ist. Der Kalkstein des Sonko-Tau (Nr. 2—173) lagert über dem Lingulinenkalkstein (*Valvulina bulloides* Brady).

Zwischen dem Sonko-Tau und dem nächsten (namenlosen?) Grat liegt die Djagala-Wüste. Ihre Breite beträgt etwa 7 km. An diesem namenlosen Grat liegt über dem Schwagerinenkalkstein und dem graulich-weißen Kargaer-Kalkstein ein dunkelgrauer schieferiger Kalkstein (Nr. 2—174). Die Schichten der Hügel, die eine relative



Höhe von 50—250 m besitzen, fallen hier bereits nach Norden, als wenn die Djalala die Synklinale von einer Falte wäre. Diese Vermutung wird übrigens auch durch den Umstand unterstützt, daß von hier an nach der Kelpin zu die Schichtreihe eine entgegengesetzte ist. Es folgen hier allmählich ältere unterkarbonische Schichten.

Das Tor des vorher erwähnten Bogens betrat ich in 1950 m und in einer westlichen Entfernung von 8 km in 1970 m Höhe. Bei dieser letzteren Stelle verschwindet der namenlose Grat unter der Schotterwüste. Von hier an wird die Wüste Degene genannt. Der dritte Bogen ist der Subaschin-Tau. Zwischen dem namenlosen Grat und dem Subaschin-Tau liegt die 8 km breite Beschkap-Wüste. Der Subaschin-Tau dürfte hier früher, vielleicht in der zweiten Hälfte des Diluviums, das Wasser aufgestaut haben, da die Beschkap-Wüste in einer recht beträchtlichen Mächtigkeit ausgefüllt ist. Die Uadis schnitten in die Ausfüllung tiefe Schluchten ein und schloßen die tieferen Schichten des kleine Schotterstücke führenden Sandes auf. Die Sandschicht wird hier nur von einer dünnen Grobschotterschicht bedeckt, die in ihrer Mächtigkeit hier, vom Hochgebirge mehr entfernt, nur sehr langsam zunimmt. Am Grunde des Grabens ist hier in 1810 m Höhe wahrscheinlich auch eine kleine Quelle vorhanden. Auf ihre Anwesenheit habe ich auf Grund des Vorhandenseins einiger Sträucher und kümmerlicher Bäume gefolgert. (Ein Lichtbild von der Beschkap ist in der Arbeit 9 zu sehen).

Die beiden Tore des Subaschin-Tau, die ich durchquerte und die voneinander 11 km entfernt liegen, befinden sich gleichfalls in 1090 m Höhe. Hinter ihnen liegt die 4—5 km breite Wüste des Subaschi. Der allmählich zunehmende Bach des Subaschi ist an den Südrand gedrängt, wo die Wüste vom vierten Bogen umfaßt wird. Die Subaschi-Wüste ist ein Gebiet, in dem sich etwa 150 m hohe Hügel, die aus einem feinen schotterführenden Sand bestehen, erheben. Die Sandschichten scheinen lakustrische oder zu mindesten periodisch lakustrische Bildungen zu sein, da sie regelmäßig geschichtet sind. Sie werden von keiner jüngeren schotterigen Sandschicht bedeckt.

Unter den Schwagerinen-Kalksteintafeln des Subaschin-Tau lagert ein Dolomit (Nr. 2—175). An der Südseite der Subaschi-Wüste liegt der vierte Bogen, Karadschagatsch-Tau genannt. Auch er besteht aus lauter ungefalteten, unter 40—50° nach dem Karateke-Gebirge fallenden Tafeln, aus Lamellen mit erodierten Rändern. Der Karadschagatsch-Tau wird von den wiederholt wechsellagern-



den Schichten des karminroten, etwas schieferigen Rotsandsteins (Nr. 2—179) und des grünen Quarzsandsteins aufgebaut. Der Wind arbeitet dieses Gestein leicht aus, sodaß nur der nördliche Streifen des 4—5 km breiten Berggrates einen einheitlichen Grat (Abb. 82) darstellt, während der südliche Teil in mehrere kürzere parallel ablaufende Grate zergliedert ist, teilweise sogar in der Schotterwüste verwischt wurde. Die Schichtreihe zeigt hier folgendes Bild: Unmittelbar über dem unterkarbonischen dünnblättrigen kieseligen dunkelbraunen Kalkstein mit einer knolligen Oberfläche und einem muscheligen Bruch lagert konkordant ein roter und dann in mindestens 5—600 m Mächtigkeit ein gelber Quarzsandstein. Zwei Grate sind aus diesem Horizont ausgemeißelt. Dann folgt eine mächtige roten Ton führende Sandsteinschicht, die mindestens 8—900 m dick ist. Am Rande der Subaschi-Wüste über dem Schichtkomplex wechsellagern zweimal die beiden Sandsteine. Über einer 50 m mächtigen grünen Sandsteinschicht folgt in 20 m Dicke der rote und dann wieder der grüne Sandstein. Dieser ziemlich weiche,

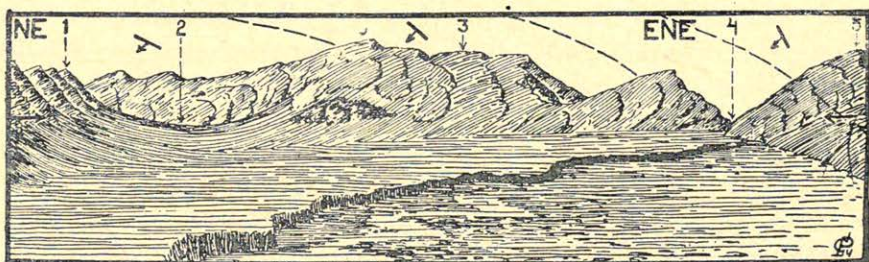


Abb. 82. Die beiden Schollenkulissen Subaschin-Tau (links Nr. 1) und Kenkerin-Tau (zwischen d. Ziffern 1—4). Der Aussichtsp. liegt 3 km nordöstl. v. d. Subaschi Quellen in 1500 m. 1: Grüner Sandstein, unterkarbon. 2: Kiek Graben. 3: Unterkarbon. grüne und karminrote Sandsteinplatten. 4: Die Talöffnung des Kelpin-Su. 5: Karminroter Sandstein Berg Karadschagatsch.

nur ein wenig schieferige Sandstein ist zweifelsohne unterkarbonischen Alters, da er zwischen dem das Liegende des Schwagerinen-Kalksteins bildenden Dolomit und dem das Hangende des Fusulinenkalksteins vertretenden dichten dunkelgrauen-dunkelbraunen Kalkstein liegt.

Der fünfte Grat ist der Kerme-Tau, der unten vom hellgrauen Fusulinenkalkstein (Nr. 2—176), darüber vom dunkelgrauen, dichten Kalkstein mit Kalzitadern und einem muscheligen Bruch (Nr. 2—177) und oben vom dünnbankigen stark verkieselten dunkelbraunen Kalkstein mit einem muscheligen Bruch (Nr. 2—178) aufgebaut wird. Die beiden letzterwähnten Bildungen dürften keine besondere Mächtigkeit haben. Das erste Gestein wird durch die



knollige Oberfläche seiner nackten Schichtflächen gekennzeichnet.

Längs der einzelnen Grate ist die Anwesenheit von Bruchlinien unbedingt anzunehmen, obwohl solche nicht direkt zu beobachten sind. Die ganze Landschaft wird von Schotter bedeckt, sodaß die fünf Grate nur die Kronen von in die Tiefe gesunkenen und fast ganz bedeckten Bergen sein können. Die Landschaft erinnert übrigens einigermaßen an die dalmatinische Küsten. Jedenfalls wird hier das Meer durch die Wüste ersetzt. Die Bögen sind auffallend und regelmäßig; laufen parallel mit den zwischen ihnen liegenden Streifen der Ebene und sinken so regelmäßig von Stufe zu Stufe in der Richtung nach dem Tarim-Becken ab, daß die Bruchstruktur und die regelmäßige Schichtfolge auch von mir wie von Keidel und Gröber angenommen werden mußte. Für die Karbonschichten ergibt sich so eine ganz außergewöhnliche Mächtigkeit.

Noch etwas möchte ich erwähnen, ohne mich mit den Überschiebungen von Gröber zu befassen, da mir hierüber keine diesbezüglichen Angaben ins Auge fielen. Meine Daten ergeben in einem Querschnitt vereint und die Brüche außer acht gelassen eine breite flache Synklinale. Sowohl im Norden wie auch im Süden fallen die unterkarbonischen Schichten gegen die Mitte, die von den oberkarbonischen Gesteinen ausgefüllt wird. Nach meiner Überzeugung ist diese Synklinale tatsächlich zustande gekommen. Die Synklinale zergliederte sich dann in kleinere Teile, aus denen die unregelmäßig umgekippten Tafeln der Nordseite sowie die weit zu verfolgenden Bögen am Nordrande des Tarim-Beckens an der Südseite, also die Bögen, die in kleinem Masse an das Bild der ostasiatischen Inselreihe erinnern, entstanden.

9. *Die Gebirgszüge des Bolor-Tag und die dahinter liegenden Pamire.*

(Taf. IV. u. V.)

Die zwischen dem Ges-Darja und dem Kisil-Jart liegenden Berge wurden seit der Humboldt'schen „Bolor“ Bezeichnung unter verschiedenen Namen zusammengefaßt, welche aber alle nicht besser gewählt sind als die Bezeichnung Bolor. Letztere hat jedenfalls historischen Vorrang. Die Bewohner dieser Berge kennen natürlich den Namen Bolor ebenso wenig wie die neueren Namen, den Hayward'schen Kisiljart oder die Kaschgarer Alpen. Die Bezeichnung Kisil-Jart hat noch den Fehler, daß der gleichnamige berühmte Paß überhaupt nicht in den Bolor-Bergen sondern weiter



westlich, im Alai, liegt. Zweifellos gibt es hier kein Gebirgssystem mit N—S Achse, wir finden hier nur eine Hauptwasserscheide, die über Gebirgszüge mit einer W—O Achse quer verläuft. Dieses ist aber kein Grund, um den alten Gebirgsnamen von der Mappe zu entfernen. Nach der Zeit Humboldts, Haywards und Kostenkos, letzterer war der erste, der diese Gebirgsgegend näher kannte, bezweifelten die Kartenzeichner im allgemeinen die Existenz dieses Gebirges. Fedtschenko (34—3) und Trotter (Forsyth-Expedition) stellten, ohne das Gebiet näher zu kennen, ganz richtig fest, daß der Bolor-Tag das unregelmäßig zusammengefaßte Bündel mehrerer W—O-lich streichende Gebirgszüge, bzw. der ungleichmäßig herausgerissene Überrest eines großen W—O-lich streichenden Gebirgssystems ist. Ich habe über meine im Bolor-Tag gesammelten Beobachtungen schon zwei Abhandlungen veröffentlicht (Lit. 12 u. 13).

Der östliche Teil des Bolor-Tag ist das *Tüb-Gebirge*, dessen Name vom großen, südlichen Seitental des Atojnok stammt. Die Täler des Atojnok und des Tüb sind einander rechtwinklig angeordnet. Der Atojnok (unterhalb der Mündung des Tüb Argos genannt) läuft mit der Ges-Schlucht parallel und ist von dieser ca. 23 km nördlich entfernt. Der Tüb verläuft mit dem Tale des Koksel-Gletschers parallel, seine Achse bildet die unmittelbare Fortsetzung des letzteren. In diesen Linien kommt das für den ganzen Bolor-Tag charakteristische *Schachbrett-System* zum Ausdruck, was zweifellos eine Folge des viereckigen Charakters der Zerbröckelung ist; dieses ist auch in den fünf nebeneinander liegenden Brüchen der Ges-Schlucht zu beobachten.

Den hervorragendsten Teil des Tüb-Gebirges bildet ein sehr hoher, ganz mit Firn bedeckter Grat mit O—W-licher Streichrichtung. Zwar besitzt er stark gegliederte, zwischen steile Felswände eingekeilte Spalten, aber seine Spitzen sind von ähnlicher Höhe und seine Spalten nicht sehr tief. Ich sah nur eine einzige mächtige Pyramide, den über 6000 m hohen Groß-Tschekir-Berg. Dieser kann mit der 6730 m hohen Spitze der Karte von Stein identisch sein. Der Berggrat ist mit der Pyramide des Groß-Tschekir-Berges zusammen aus den fast horizontal lagernden mächtigen Bänken des Karbon-Kalksteins ausgemeisselt. Dieser vereiste Grat liegt als abgesonderte Masse über der Schiefer-Faltung des Grundgebirges, was auf den ersten Blick festzustellen ist. Auf der Faltung des Grundgebirges liegt nördlich und offenbar auch südlich eine Fläche, welche als abgetragenes Plateau oder Rumpffläche zu betrachten ist. Zwar sah ich die Südseite nicht in der Nähe, aber



die steilen und hohen Wände der Ges-Schlucht erheben sich so schroff bis zu einer Höhe von 4000 m und die Entfernung zwischen den Kronen dieser Wände und dem firnbedeckten Fuß des Grates beträgt mindestens 4 km, sodaß sich hier nur annähernd gleich hohe Grate und Berggipfel, also ursprünglich eine Hochfläche, befinden können. Als ich von Süden durch das Felstor des Djagos blickte, sah ich eine ebenso breite, freie Hochfläche unter dem Grat wie im Norden. Der Grat war auch von 3700 m Höhe des Koxsel-Gletschers frei zu sehen, er hat also auch im Süden kein höheres Vorgebirge.

Im Norden ist unter dem Grat Steatit-Phyllit (Nr. 2—58), dolomithaltiger Serizitphyllit (Nr. 2—59) und Spilozit (Nr. 2—57),

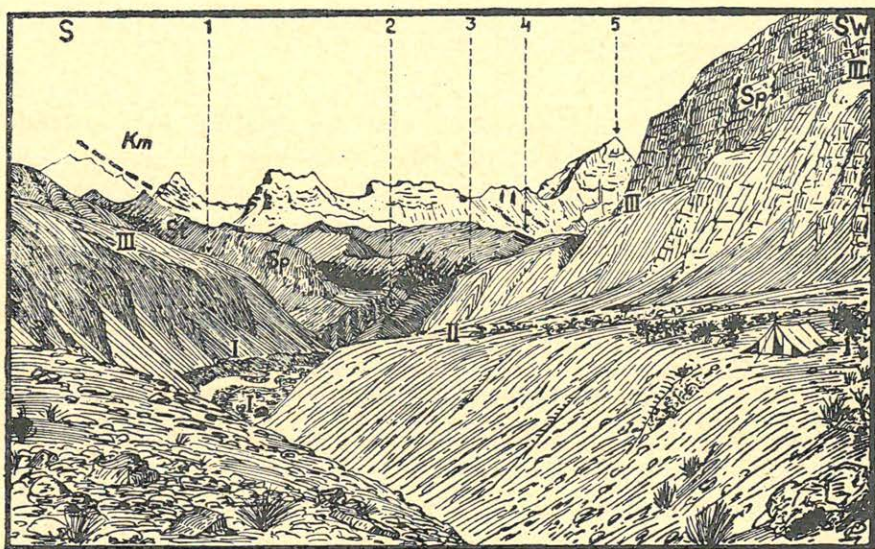


Abb. 83. Das Tüb Tal in dem Atojnok Gebirge. (S. Taf. IV) Aussichtsp.: An der Mündung des Tüb 2420 m. 1: Kurdscheilö Tal. 2: Arpa Tal. 3: Tschekyr Tal. 4: Tschekyr Gletscher. 5: Der große Tschekyr (6730 m). — Sp: Spilositschiefer. St: Serizitschiefer Km: Oberkarbon. Kalk. III: Akkija-Terrassen. II: Burkhan-Terrasse. I: Alfalluv. Terrasse.

an der Südseite vom Tschotschil-Tal bis zum südlichen Djagos eine Schieferfaltung aus denselben Gesteinen (Nr. 2—65) aufgeschlossen, und zwar ist dieser Aufbau nicht nur in der ganzen Breite des 23 km breiten Gebirges, sondern auch weiter nördlich vom Atojnok-Tal bis zur Schotterzone des Tarim-Beckens ohne wesentliche Struktur- und Falländerung der Schieferfaltung zu verfolgen; in der Schotterzone des Tarim-Beckens sind noch felsige Berge aus



steil gefalteten Chloritschiefern als Südwand des Beckens zu sehen.

Die Struktur der Schieferfaltung ist wie folgt: Am Rande des Tarim-Beckens fallen die Schiefer gegen Süden ein, in der Linie des Atojnok-Tales zeichnet sich eine zerbröckelte Antiklinale aus, deren Südrand in der Gegend des Kr-Dscheilö-Tales liegt; auch eine andere Antiklinale ist aus meinen Messungsdaten zu konstruieren, die von den Brüchen der Ges-Schlucht abgespaltet wird. Zweifellos gehört auch diese Grundfaltung als Orogen der Vergangenheit an. Ihre geographische Wirkung kommt in den wesentlichsten Beziehungen nur in der Struktur des Bruchsystems zur Geltung, weil die Bruchlinien, auch die tertiären, sich tatsächlich der Struktur der Faltung anpassen.

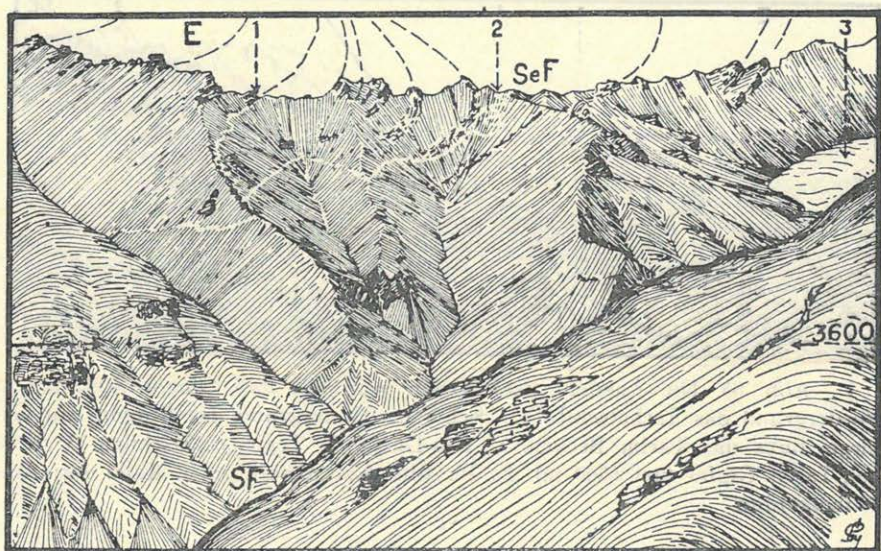


Abb. 84. Die Westwand des Djagos Bergkammes. Aussichtsp. 3600 m an dem Lager d. Verf. 17—18 VI. 1909. — 1: Arpa Scharte. 2: Djagos Scharte. (4065 m) 3: Arpa Gletscher. SF: Steatitphyllit. SeF: Serizitphyllit mit dolomitischen und Kalksteinschichten.

Die Grenze zwischen den Eisgraten und der nackten flachen Oberfläche der Grundgebirgsfaltung ist also ziemlich scharf (Abb. 83). Das wird auch von der Skizze betont. Der Kalksteingrat (Km) ist entweder ein Abtragungsrest oder eine durch Verwerfung an die Oberfläche geworfene Scholle. Wie es aus anderen Kapiteln meiner Beschreibung zu entnehmen ist, kommen so hohe Kalkwände und Spitzen, aufgesetzt auf den Schieferfaltungen Zentralasiens oft vor, sind sogar für die Gegend zwischen Dschungarien



und dem Pamir charakteristisch. Die unter den hohen Bergriesen und den Berggraten liegenden Rücken, so auch der des Tüb-Gebirges, stehen trotz der sehr tiefen Taleinschnitte mit den früheren Vereisungen im engem Zusammenhang. Ihre Entstehung ist aber nicht ausschließlich mit der Gletschererosion zu erklären. Die sich auf Abb. 83 befindliche gestrichelte Linie bezeichnet eine Fläche, welche die Akkija-Vereisung schon vorfand, wahrscheinlich mit dem orographischen Gegensatz des Grates, der damals vermutlich noch relativ höher war als der gegenwärtige Hauptgrat. Das Tal-system, welches wir auf dem Rücken sehen (in Abb. 83 mit Nr. III bezeichnet), steht mit einer fluviolglazialen Terrasse im chronologischen Zusammenhang. Aus der Reife seiner Gestaltung ist

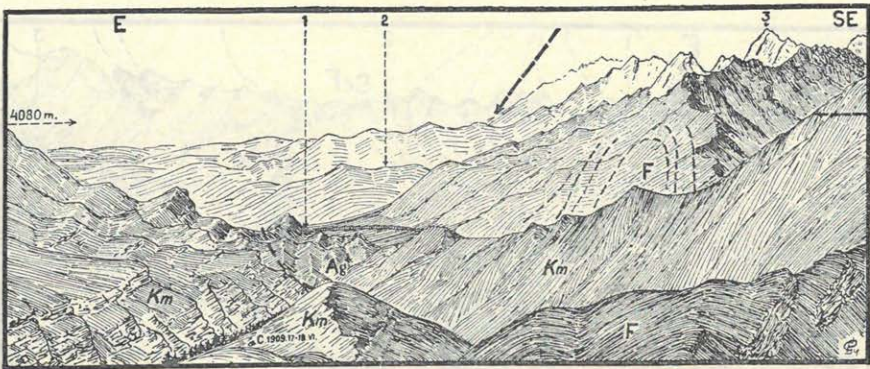


Abb. 85. Die Aussicht nach Osten von dem Paß Djagos (4080 m). Im Vordergrund das Tschotschil Tal, rechts im Hintergrund das Korgon-Tau Gebirge, links das Tarim Becken. 1: Ges-Darja. 2: Tegirmen-Dschilga. 3: Korgon-Tasch Gipfel (um 6000 m). F: Phyllite. Km: Oberkarbon. Kalk. Ag: Amfibolabbro.

darauf zu folgern, daß es auch älter sein kann als die im Akkija-Stadium zustandegekommene oberflächliche Umwandlung. Es ist also nicht anzunehmen, daß der Gegensatz zwischen dem hohen Grat und dem breiten Rücken nur durch die Vereisung hervorgerufen wurde.

Auch die auf der Faltung des Grundgebirges zustandegekommenen Berggrate sind von auffallend gleichmäßiger Höhe. Abb. 84 zeigt Faltung und abgeschnittenen Gipfel des Grundgebirges am Wasserscheidegrat des Tüb und des Ges. Hier, an den 4080 m hohen Djagos und ähnlich hohen Arpa-Pässen, dehnte sich jene Bruchlinie, welche den Firngrat des Tüb-Gebirges abschnitt, gegen Norden aus. An der Ostseite des Djagos-Grates sank die Faltung des Schiefergebirges aber plötzlich, also ohne Übergang.



in die Tiefe. Über der in die Tiefe gesunkenen Scholle befindet sich eine fast ungefaltete, nach Norden einfallende Kalksteintafel (Abb. 85). Dieser Kalkstein ist etwas sandig, mit Kalzit-Adern durchzogen, schwarz-grau und besteht aus mächtigen Bänken. Er ist hier wahrscheinlich an Fossilien arm, weil ich nichts auf den rings um meinem 3530 hohen Lagerort liegenden Felsen fand. Auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit aber scheint es wahrscheinlich zu sein, daß dieser Kalkstein mit dem aus Korumdu stammenden unterkarbonischen Kalkstein Nr. 2—106 identisch ist. Ich fand zwischen den Kieselstücken des Tschotschil-Baches solchen lichtgrauen, gelb verwitterten Kalkstein, der mit dem Gestein des Aigart-Konglomerats identisch ist. Da sich am Grate des Djagos-Passes in südlicher Richtung, also in der Gegend des Ostendes des großen vereisten Grates, große Felsen aus lichtgrauem, in metergroße Stufen zerfallenem dickbankigem Kalkstein befinden, ist anzunehmen, daß dieser, vielleicht aus dem Mittelkarbon stammende Kalkstein, das Hangende des mit Nr. 2—60 bezeichneten Tschotschil-Kalksteins bildet. Zweifellos liegen heute die Karbonkalksteintafeln nicht nur einfach und ungestört, transgressive über dem Grundgebirge, sondern sind auf mehreren Stellen verrutscht und verschoben. Daher kommt es, daß eine regelmäßige Schichtserie schwer zu finden ist.

Im Tschotschil-Tal traf ich in 2900 m wieder jenen mit Nr. 2—59 bezeichneten dolomithaltigen Serizit-Phyllit an, welcher sich am Grate des Djagos-Passes befand. Da dieses Gestein am hohen Grat schnell verwittert, bedeutet die Senkung des Grundgebirges an der Scholle des Tschotschil-Tales einen Niveauunterschied von 1300—1400 m. Der Unterlauf des Tschotschil-Baches durchbricht, bevor er seine Schuttkegel in 2500 m im Ges-darja-Tal ablagert, einen Amphibol-Gabbro-Block (Nr. 2—61). Hier endet das Gebirge. An der Stelle der Gabbro-Blöcke wird die letzte N—S-lich verlaufende östliche Bruchlinie des Bolor-Tag von der letzten SW—NO-lich verlaufenden nördlichen Bruchlinie durchschnitten, welche die Gegend der Dscheken und Kaindawan Berge charakterisiert (gestrichelter Pfeil in Abb. 85). Zwischen den beiden Bruchlinien liegen schon Hügel aus Hanhai-Rotsandstein und aus grauem Schotter des Spätkarbons, also die infolge der Senkung spitz eingekeilte Bucht des Tarim-Beckens.

Die Antiklinale des Grundgebirges, die den firmbedeckten Hauptgrat des Tüb-Gebirges südlich einfällt, zieht sich in östlicher Richtung weiter als die nördliche, mit Gabbro-Blöcken endgültig abgeschnittene Antiklinale. Die südliche Antiklinale erlitt nur eine



große tektonische Spalte. Das wild brausende Wasser des Ges-darja stürzt durch diese Spalte in das Tarim-Becken. In Abb. 85 ist die F-Antiklinale vom Djagos-Paß aus gut zu sehen. Der Rest dieser Antiklinale ist der Doppelgrat des Korgontasch. Aber auch die südliche Antiklinale ist nur um 7 km länger als die nördliche. An der östlichen Bruchlinie des Korgontasch ist auch sie in die Tiefe gesunken.

Abb. 86 zeigt die oben beschriebene Spalte der Antiklinale des Korgontasch. Die Lage des in der Spalte auf die Schollen der Serizitphyllitfaltung gelagerten Karbonkalksteins weist auf starke tektonische Störungen hin. Man kann sich leicht vorstellen, daß der Kalkstein an Linien entlang, wie unser Bild zeigt, auf das Phyllit-Gabbro-Grundgebirge überschoben wurde. Ich kann natürlich kein großes Gewicht auf meine ausführlichen tektonischen Beobachtun-

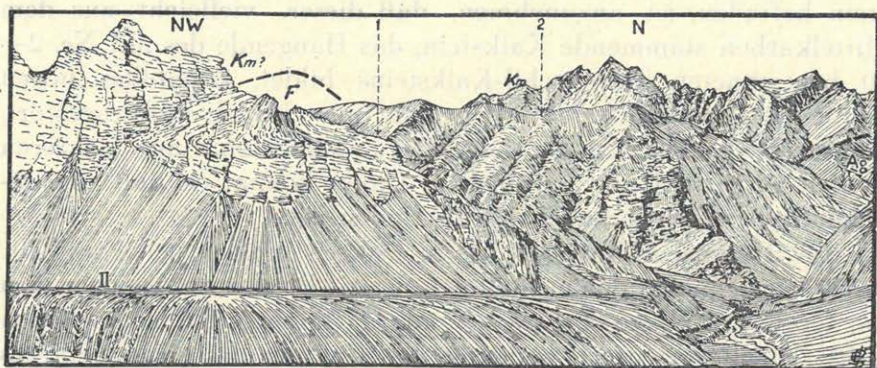


Abb. 86. Die Westwand des Ges-Darja Tals am Ges-Karaul (2400 m). 1: Kuruk-Tschotschil Tal. 2: Tschotschii Tal. — Ag: Amphibolgabbro. F: Phyllit-Gruppe. Km: Oberkarbon. Transgressionskalkstein. II: Burkhan-Terrasse.

gen legen, u. a. schon deshalb nicht, weil diese Überschiebungen vor der durch die Senkungen verursachten strukturellen Veränderung zustande kamen und so die Überschiebung infolge der Brüche schwer in dem sonst nackten, also gut sichtbaren Gebirge zu verfolgen ist. Besonders schwer ist dies an den Rändern möglich, wo die eckigen, einander rechtwinklig durchkreuzenden Randbrüche des Tarim-Beckens das Gebirge ganz zerrissen.

Zwischen dem Tüb-Gebirge und dem Tarbaschi-Pamir ist ein großes Gebiet vereist. Dieses Gebiet ist stellenweise noch recht unbekannt. Der Hauptgrat des Tüb-Gebirges breitet sich westlich in der Richtung der den Tarbasch-Pamir vom Kutimbes-Pamir trennenden Talenge aus. Hier wird er mit sämtlichen nördlicher liegenden Berggraten zusammen von dem großen, geraden Bruchlinien-



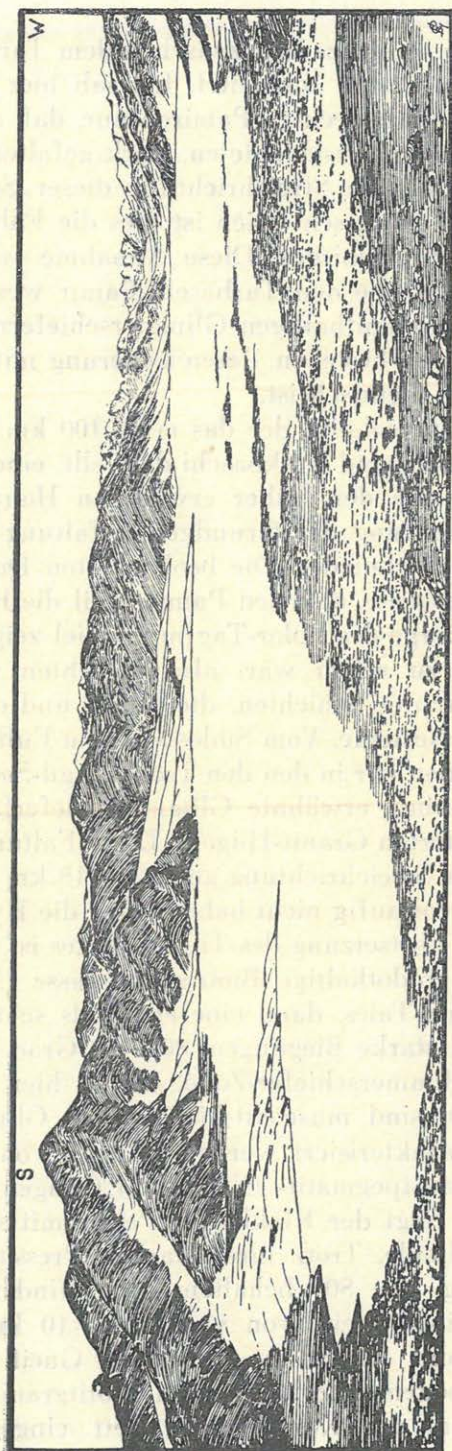


Abb. 87. Das Tumantschi Gebirge und der Tschakr-Agil See. Aus einer alten Rumpffläche verjüngte Gebirgslandschaft mit 4200—4500 m Scheitelhöhe. Die vorderen Berge bestehen aus steil gestellten und gepreßten Glimmerschiefern. Im Vordergrund rechts die 110 m hohe (3610 m abs. H.) Beckenterrasse des Tarbaschi Tales.



system abgeschnitten, welches sich zwischen dem Tarbaschi-Pamir und dem Kiakbaschi-Pamir ausbreitet. Ich sah hier von den mit breiten Moränenfeldern bedeckten Pamiren nur, daß das Westende des Tüb-Gebirges aus gut geschichteten, stark gefalteten Gesteinen aufgebaut ist und daß die Streichrichtung dieser Schichten fast genau W—O-lich ist. Wahrscheinlich ist dies die Faltung des kristallinen Schiefer-Grundgebirges. Diese Annahme wird noch dadurch unterstützt, daß die den Tarbaschi-Pamir westlich begrenzenden Berge aus sillimanithaltigen Glimmerschiefern (Nr. 2—67), weiterhin aus Phylliten bestehen, deren Lagerung mit der Streichrichtung der vorigen identisch ist.

Ich habe den Querschnitt, der das etwa 100 km lange Gebiet zwischen den Tarbaschi und Kiakbaschi darstellt, eine Strecke entlang aufgenommen, (an der früher erwähnten Hauptbruchlinie), welche die Streichrichtung der Grundgebirgsfaltung des Gebirgssystems schräg durchschneidet. Die beobachteten Daten beziehen sich alle auf die Westseite, also den Pamir, weil die bis zur Hälfte mit Eis bedeckten Berge des Bolor-Tag nur soviel zeigten, was aus großer Entfernung zu sehen war, also Schichten und Massengestein, die Struktur der Schichten, die Farbe und den Verwitterungscharakter der Gesteine. Vom Südosten, vom Fuß des Kungurtübe ausgehend, finden wir in den den Tschakragil-See umgrenzenden Gebirgen die schon erwähnte Glimmerschieferfaltung hinter den zu Grus verwitterten Granit-Hügeln. Diese Faltung ist auf der Oberfläche quer zur Streichrichtung gemessen 18 km lang. Da wir weitere Kenntnisse vorläufig nicht haben, wird die Hypothese aufgestellt, daß sie die Fortsetzung des Tüb-Gebirges ist. Darauf folgt nach Norden eine epidothaltige Biotitgranitmasse (Nr. 2—68) in der Gegend des Kiirs-Tales, dann eine ebenfalls sehr breite, aber in seinem Streichen starke Biegungen, 80—150 Grad große Deviationen, zeigende Glimmerschiefer-Zone. Meine hier gesammelten Gesteine (Nr. 2—70) sind muscovit-biotithaltige Glimmerschiefer, welche dadurch charakterisiert werden, daß sie von Biotitgranit (Nr. 2—68) und Granitpegmatit- (Nr. 2—72) Gängen dicht durchzogen sind. Darauf folgt der Kiakbaschi-Pamir mit seiner geschoenen Phyllit-Synklinale. Trotz ihrer starken Pressung haben sie ihre Streichrichtung von 80° behalten. Hier finden wir lauter Serizit-Phyllit in einer Breite von wenigstens 10 km (Nr. 2—73 und 74). Weiter fand ich sillimanithaltigen Gneiß (Nr. 2—75), dann wieder eine bedeutende Menge von Biotitgranit (Nr. 2—76). In diesen Granit hat der Karaart sein Bett eingegraben. Hier erreichte ich den Rand der Pamire, eine der des Ges-Darja ähn-



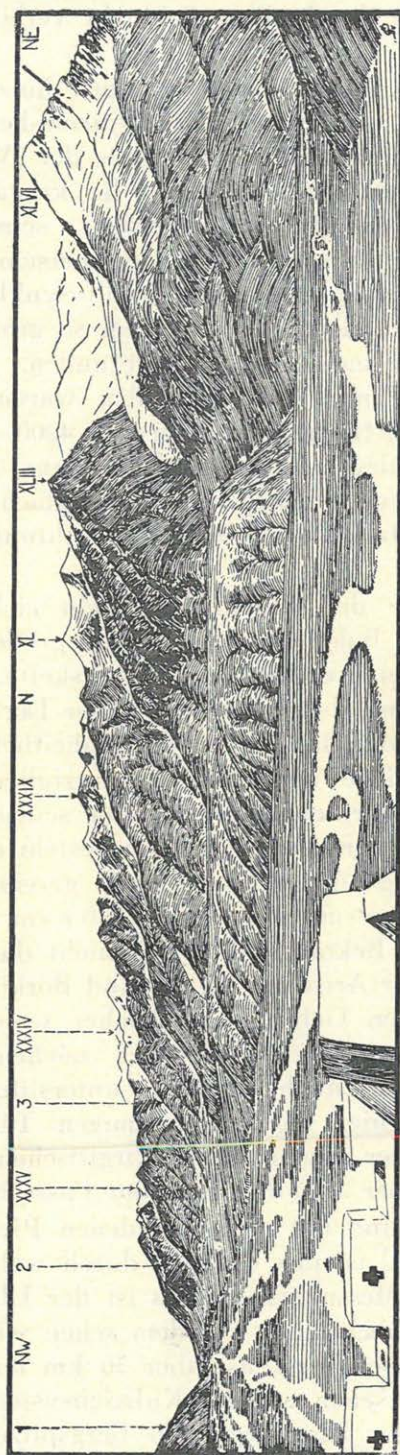


Abb. 88. Der Südrhang des Atojnok-Tau. Im Vordergrund das Geskaraul (5410 m) und der Talgrund Tarbaschi. 1: Kepe-Dagh, der Berg an der Südseite des Tschakragil Sees. 2: Bökkös Tal. 3: Artschalu Tal. In der Mitte des Bildes die große Stimmoräne des Bektargak-Gletschers aus der Burkhan-Zeit.



liche Schlucht. Auch durch diese Schlucht verläßt ein größerer Fluß den Pamir.

Zum Profil sind folgende Bemerkungen hinzuzufügen. Vom Tarbaschi-Pamir bis zum Rücken des Ojürma-bel (4070 m) und auch weiter bis zur Linie des Nordtores der Markan-Schlucht (3600 m) befindet sich ausschließlich das kristalline Grundgebirge. Eine Hauptbruchlinie durchbricht schiefwinklig eine breite, durch Granit durchbrochene Glimmerschiefer-Antiklinale dieser Faltung und eine schmalere Phyllit-Synklinale. Ich habe die Faltung des Grundgebirges in einem so großen Gebiet nirgends so ununterbrochen und massiv gefunden. Soweit ich die Berge des Rangkul-Pamirs gesehen habe, waren diese alle aus dem zu einer Rumpffläche abgetragenen, 4200—4500 m hohen Rücken dieses Grundgebirges erodiert. Die aus Glimmerschiefer bestehende abgetragene Faltung der Rumpffläche des Rangkul-Pamirs wird von Abb. 87 und dem in Südrichtung liegenden Teil der Abb. 88 gezeigt.

An der Ostseite der Bruchlinie erhebt sich die mächtige eisige Bergkette des Bolor-Tag. Aus etwas größerer Entfernung erscheint dieser als eine einheitliche Gebirgskette. Nur wenn wir an der Bruchlinie und dem Fuß des Bolor-Tag entlang gehen, können wir feststellen, daß nicht die einheitliche Gebirgskette sondern die einheitliche Bruchlinie die auffallende topographische Erscheinung verursacht. Der Zug der scheinbaren Gebirgskette ist nämlich abgebrochen und zwar besteht er aus mehreren kurzen, kulissenartig dicht aneinander gereihten Berggraten (Abb. 88 u. 89). Stellenweise keilen sich Täler ein und stehen Vorgebirge heraus. Der Bektargak-Berg ist nicht das einzige solche Vorgebirge. Die Täler Artschalu-Masar und Börkös bedeuten eine Lücke im scheinbaren Gebirgszug, welcher wahrscheinlich eine bis zu dem Tal der Tschekir-Gletscher reichende Talserie ist. Meine Annahme wird auch dadurch unterstützt, daß in der Nähe, nördlich von hier, die gleichnamigen Täler Börkös und Artscha nebeneinander liegen. Meine kirgisischen Begleiter klärten mich auch darüber auf, daß sich hier Pässe befinden, welche in Jägerausrüstung und mit nicht beladenen Pferden begangbar sind. Ein anderes Tal ist das Ulugart, durch welches Hedin und Stein gingen. Nach Messungen Hedins ist der Ulugart-Pass 5150, nach Stein 5450 m hoch, aber trotzdem sehen wir hier eine Talserie, in deren Fortsetzung das über 30 km lange Atojnok-Tal liegt. Besonders klar sehen wir das Kulissensystem des Bolor-Tag am Kiakbaschi-Pamir. Hier liegen 26 Bergspitzen des Berggra-



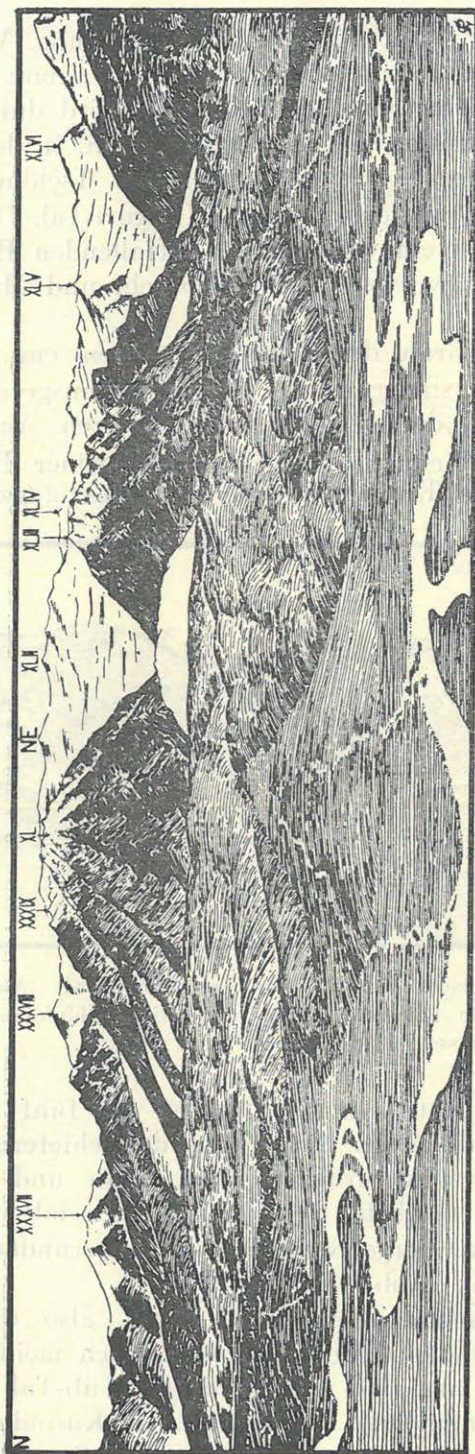


Abb. 89. Der Südwest-Abhang des Atojnok-Tau. Der Aussichtspunkt liegt an der Terrasse des Tschakragil Sees (3670 m). Die römischen Zahlen geben die Daten der Taf. IV. an. Steiler Bruchrand des Gebirges. Vorne breites Tal über der gesunkenen Platte, bedeckt durch flache, verwaschene Hügel der Akkija-Moränen. In den älteren (Akkija-St.) Moränen breit ausgewaschene jungeszeitliche Täler mit Stirnmoränen des Burkhan-Stadiums. Im Vordergrund Seeterrasse der Burkhan-Zeit, verursacht durch die Stauung in der Ges-Schlucht. Nach dem Freiwerden der Ges-Schlucht bildete sich die Alluvialebene mit dem Mäanderlauf des Kiak-Flusses und breiten Schwemmkügeln in sämtlichen Nebentälern aus.



tes King-Tau auf einem Grat mit  $290^\circ$  Streichrichtung. Vor ihm liegt in einer Länge von über 40 km der 12—15 m breite Taltrog des Kiakbaschi-Pamir. Der Grat des Kingtau wird durch das Tal des Buluk-Gletschers vom Ulugart-Tau getrennt. In der Fortsetzung dieses Tales liegen die Nebentäler des Tschingen-Su, Demtör und Aktaman sowie das nördliche Ulugart-Tal. Der 6000 m hohe Buluk-Tasch ist ein von weitem auffallenden Berg am Ende des Ulugart-Tau zwischen den Kiakbaschi und Muschdu-Pamiren.

Die fünf Kulissen-Grate des Bolor-Tag hängen eng zusammen, ihre Zwischentäler sind ganz von Gletschern ausgefüllt. Die mächtige Eisdecke und der Firn verbergen unseren Augen die wirkliche Orographie. Wenn der Bolor-Tag von seiner Eisdecke befreit wäre, käme das Kulissensystem zweifellos ganz scharf

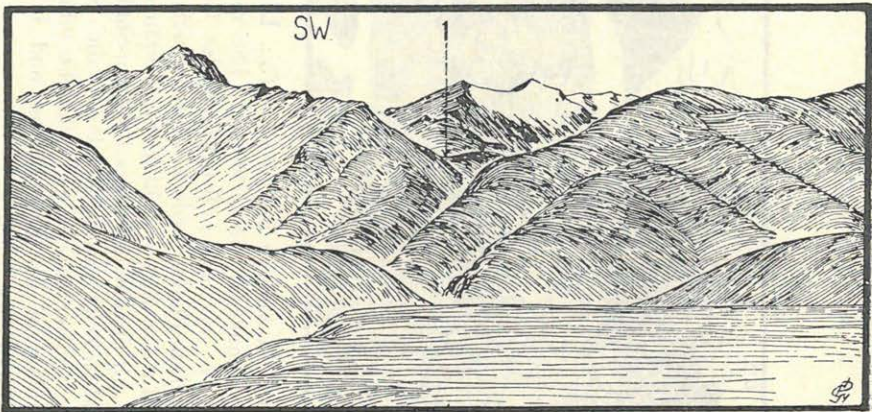


Abb. 90. Das Tumantschi Tal an dem Tarbaschi-Pamir. Abgerundete Berge und wenig eingetiefte Täler im Gneiß- und krist. Schiefergebirge. Im Vordergrund die Hauptterrasse des Tarbaschi-Pamir. 5650 m.

zum Ausdruck. Ich möchte von dem Aufbau der fünf Kulissen noch erwähnen, daß infolge der Einwirkung der schieferigen und Maßengesteine (Granit) die Struktur ihrer Grate und Spitzen zwei voneinander wesentlich verschiedene Gestalten zeigt. Zackige und gefurchte Berge wechseln mit abgerundeten und glatten Oberflächen ab. (Abb. 93.)

Der nördlicher Nachbar des Tüb-Gebirges, also die dritte Kulisse von Süden, ist das *Gebirge Atojnok*. Nach meinen Aufnahmen ist es 55 km lang und zieht sich vom Tüb-Tal bis zum Ulugart-Tal. Sein Grundgebirge wurde auf dem Kutimbes-Pamir durch die Verwerfung der Tarbaschi-Kiakbaschier Bruchlinie auf-



geschlossen. Ich fand dort Biotitgranit und stark gefaltete Glimmerschiefer und in den Glimmerschiefern mächtige Pegmatit-Gänge. Sein westlicher Teil ist der Ulugart-Berg Hedins, der in meinen Skizzen nur der Gipfel Nr. 32 sein kann (Taf. IV). Seine Höhe ist auf mindestens 6500 m zu schätzen. Ich glaube, daß an der Ostseite des Ulugart-Berges eine tiefere Lücke im Grat ist, weil sonst der Börköö-Paß nicht begangbar wäre. Auch ich blickte in dieses Tal hinein (Abb. 100.) und sah, daß innerhalb

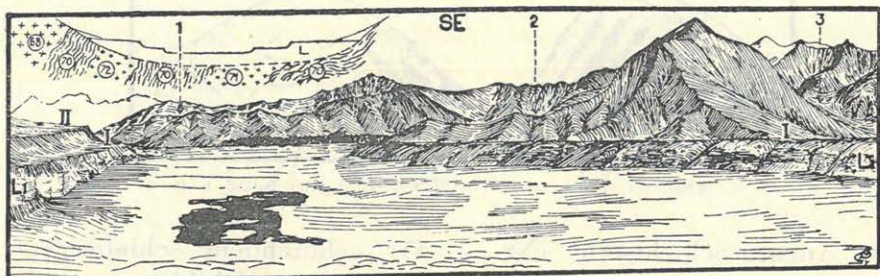


Abb. 91. Das aufgefüllte Seebecken des Kutimbes-Pamir (3685 m). 1: Artscha-Masar Tal. 2: Tumantschi Tal. 3: Kosch-Tasch Tal mit Kar-Nischen aus der Burkhan-Zeit und Schuttstrom. Im Vordergrund verwaschene Reste von Stirnmoränen. L1: Seeschlamm (Gletscherschlamm) und seine Terrassen (I. u. II). Am Seegrund ein Salztümpel. Die Ziffern des geolog. Querschnittes bezeichnen die Gesteinsnummern der Sammlung, s. im Texte.

seines Felstores, welches nach dem Tarbaschi-Pamir zu ausgeht, hinter den Bergen Nr. 34 und 35 breite Firnfelder in einem mächtigen weiten, nicht sehr hohen, aber sich sehr weit hinziehenden Tale liegen. Soweit das vom westlichen Fusse des Ulugart-

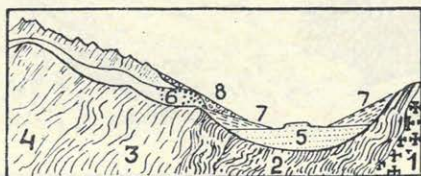


Abb. 92. Ein Querschnitt des Kiakbaschi-Pamirs an d. Längengr.  $74^{\circ} 15'$ . (Lager 25—26 VI. 1909). 1: Granitpegmatit. 2: Serizitbiotitphyllit. 3: Serizitalbitphyllit. 4: Sillimanitgneiß. 5: Burkhan-Trog mit lakustr. Sandausfüllung. 6: Gletscher mit Stirnmoräne. 7: Fluvioglaz. Schutt. 8: Schwemmkegel.

Berges beurteilt werden kann, besteht dieser Teil des Atojnok-Gebirges hauptsächlich aus Granitmassen.

Der mittlere Teil des Atojnok-Gebirges liegt zwischen dem Börköö und dem Gletschertale des Ost-Atojnok. Es ist ein 20 km



langes Eisgebirge von erhabener Schönheit. Ich habe seine Nordseite fast vollständig überblickt und auch seine Struktur etwas eingehender studiert. An dieser Seite liegt in der östlichen Nachbarschaft des Ulugart-Berges zwischen den nördlichen Börkös- und den nördlichen Artscha- (hier Bostanartscha genannten) Tälern ein Berg, dessen Ostseite eine wenigstens 1000 m hohe Felswand bildet (Abb. 94). Ich glaube, daß diese Wand ganz aus in



Abb. 95. Die zwei Gipfelgestalten des King-Tau.

die Angara-Schichtserie (Nr. 2—53) gehörendem schieferigem Quarzsandstein besteht. Die Krone der Felswand bildet eine auffallend gleichmäßig hohe Linie. Der Quarzsandstein liegt auf dieser Felswand in ganz horizontalen Schichtbänken. Die Sohle



Abb. 94. Das Artschal-Ajryk Tal mit der Börkös-Wand im Hintergrund. Aussichtsp. an der Burkhan-Terrasse des Bostan-Artscha Tales (3180 m). Links von der Verwerfung (Pfeil) Karbonkalkstein-Scholle, sons beinahe wagerechte Schichten des glimmerreichen Quarzsandsteins der Angara-Formation. Ein mächtiges Trogal, ausgefüllt mit den Moränenresten der Burkhan-Zeit (M).

der Felswand ist ca. 3500 m hoch. Es ist vom Atojnok-Paß aus zu sehen, daß diese Schichten leicht gegen Norden einfallen bzw. im Norden etwas nach unten gebogen sind (Abb. 95).



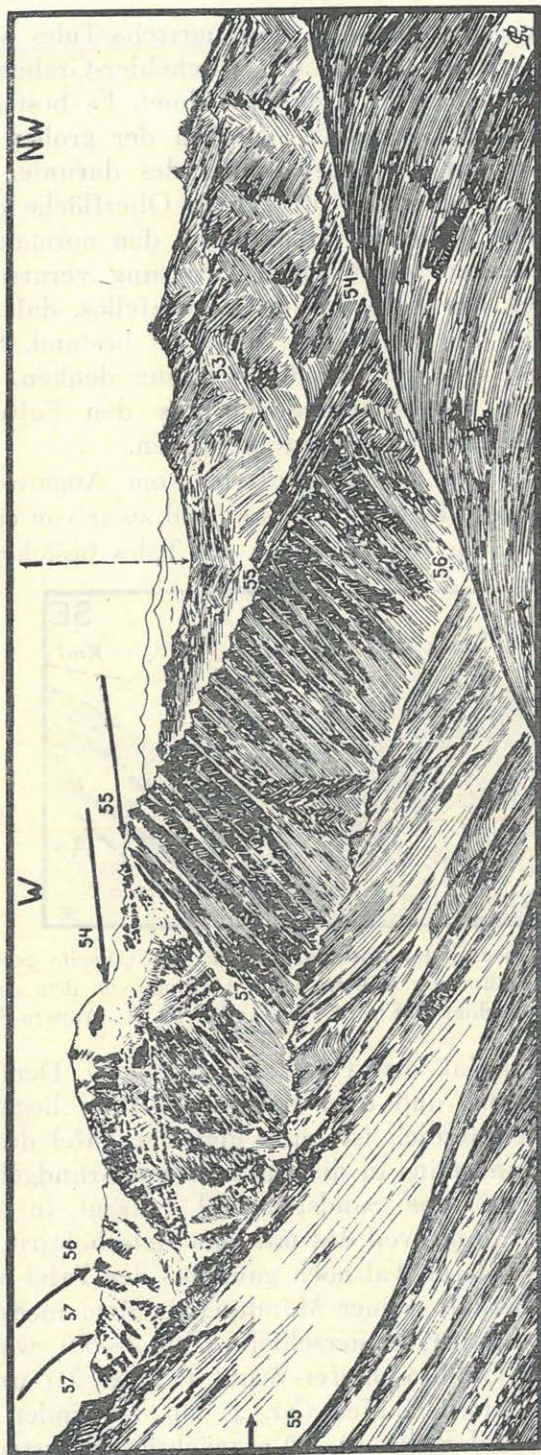


Abb. 95. Der Mittelgrat des Bostanartscha von dem Paß Atojnok (4200 m) gesehen, 1: Paß Mergen an der Börkös-Wand (S. Abb. 94, in der Richtung W). Die Ziffern sind gleich mit der Gesteinsliste im Texte.



Dieser obere Abschnitt des Bostanartscha-Tales wurde von meinem Kirgisen Artschalajrik, also Wacholder-Graben, genannt, so ist er auch in meinen Skizzen bezeichnet. Es besteht ein ungewöhnlich auffallender Gegensatz zwischen der großen Felswand des Artschalajrik und der Ausdehnung des darunter liegenden Tales (Abb. 94). Es ist weder die gerade Oberfläche der langen Felswand noch die Weite des Tales durch den normalen Prozess der Erosion zu deuten. Zwei durch Vereisung verursachte Kerbungen am Boden des Tales beweisen zweifellos, daß schon am Ende des Tertiärs die Weite des Talbodens bestand. So müssen wir auch hier an eine tektonische Senkung denken. Auch die Quarzsandsteintafel ist zwischen die aus den Faltungen des Grundgebirges bestehenden Gebirge gesunken.

Die Nordseite des Artschalajrik ist vom Angara-Sandstein, seine Südseite vom Kalkstein aufgebaut und zwar von einer steiler einfallenden Tafel. Die beiden Seiten des Tales bestehen also aus

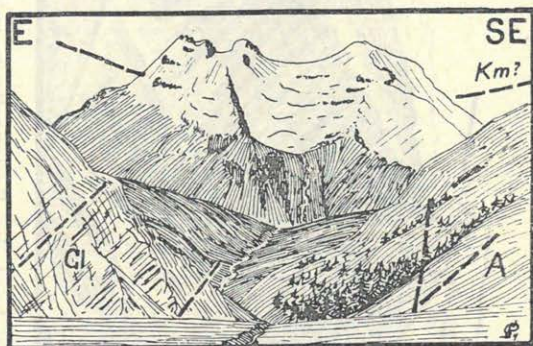


Abb. 96. Ein Nebental des Bostanartscha an der Ostseite gegenüber dem Aktasch Tal, an der Mündung 3160 m, 6 km nördlich von dem Aussichtsp. d. Abb. 97. Gl: Glimmerschiefer. Km: Karbonkalkstein. A: Angara-Sandstein.

verschiedenem Material, ihre Lagerung ist gestört. Dem zwischen dem Koksel-Gletscher und dem Kaindawan-Berg liegenden Teil des Üssen-Gebirges ähnlich ist auch hier die Tafel des fast ungefalteten Quarzsandsteins in die Faltung des Grundgebirges eingestürzt. Die Breite der Sandsteintafel beträgt in nördlicher Richtung etwa 6—7 km, weil das mit dem Artschalajrik von Norden benachbarte Aktasch-Tal noch ganz aus der Tafel ausgekerbt erscheint, aber oberhalb seiner Mündung, in dem niedrigen Vorgebirge Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer (Nr. 2—52), weiter nördlich eine schmale Gabbroschiefer-Wand (Nr. 2—51) und wieder weiter nördlich Chloritschiefer (Nr. 2—50) zu finden sind. Im Chloritschiefer befinden sich 10—20 m mächtige Kalksteinschiefer-



Schichten (Nr. 2—49) mit seidenem Glanz. In der Singarkasch-Schotterwüste, 6 km von dem Rand des Bolor-Tag entfernt, ragt ein Felsen des obigen Kalksteinschiefers aus dem weit ausgebreiteten Schuttkegel des Bostanartscha-Flußes empor, was darauf hinweist, daß die Schieferfaltung des Grundgebirges am Rand des Tarim-Beckens stufenartig abgestürzt ist. Die Schiefer sind an dieser nördlichen Treppe des Grundgebirges stark gefaltet, die hier herrschende nördliche Fallrichtung ist zweifellos eine Folge des gegen das Tarim-Beckens erfolgten Einsturzes.

Es ist sehr auffallend, daß in den nördlichsten Vorgebirgen des Bolor-Tag über der Schieferfaltung in breiter Ausdehnung Kalksteintafeln lagern. Westlich vom Bostanartscha-Fluß, auf

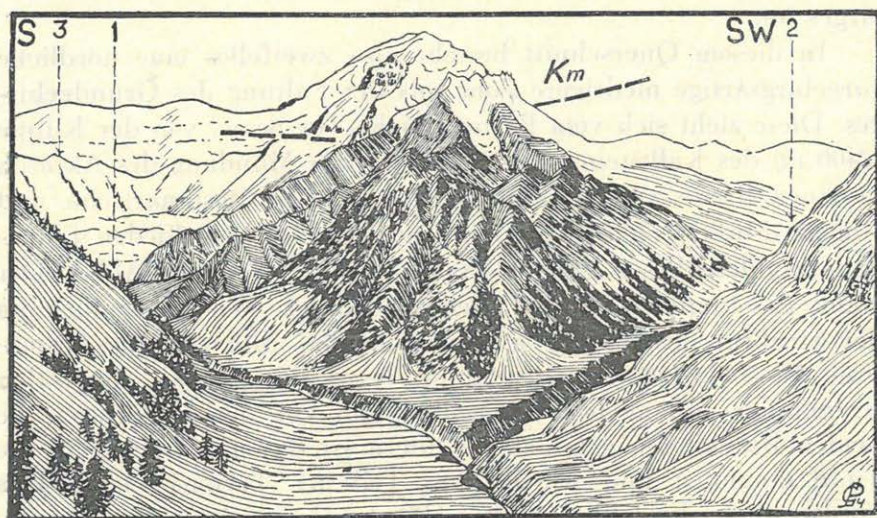


Abb. 97. Der Mittelgrat des Bostanartscha und hinter vom der Tschong-Atojnok Berg (vermutlich der Pik XXXIV. auf Taf. IV. 6270 m) von der Vereinigungsstelle der Flüsse Bostanartscha (1) und Artschalajryk. (2). 3: Der Kamm des Passes Atojnok.

einem Bergvorsprung, fallen die Kalksteintafeln gegen das Gebirge, also südlich, ein, auf anderen Bergen liegt die Tafel fast horizontal. Bei der Mündung des Artschalajrik-Flußes fand ich einen Kalkstein (Nr. 2—54), welcher mit seinen ungefalteten mächtigen Bänken dem vorhergehenden ähnlich war und vielleicht derselben Schichtserie entstammte. Dieser Kalkstein ist mir aus den südlichen Bergketten des Tienschans wohl bekannt, es ist ein sehr auffallend weißgraues, marmorartig dichtes, von Kalzitadern durchzogenes, stellenweise etwas sandiges, im allge-



meinen gelbweiß verwittertes Gestein. Dort, wo er in größeren Mengen vorkommt, werden die topographischen Namen meistens mit -ak (weiß) gebildet. Daher stammt auch wahrscheinlich der vorher erwähnte Name Ak-tasch (weisser Stein). Das karbonische Alter des 54-er Kalksteins scheint bewiesen zu sein; er ist jedenfalls älter als der Quarzsandstein. (Abb. 96).

Bei der Mündung des Artschalajrik befindet sich eine aus der nach Norden einfallenden Tafel des 54-er Kalksteins herausgeschnittene Scholle, dann folgt gegen Süden eine Verwerfung. Auf der Verwerfung liegt diese Kalksteinscholle und eine mächtige Spilozit- (Nr. 2—57) und Serizitphyllitscholle (Nr. 2—56) nebeneinander. Diese gehören schon dem Hauptgrat des Atojnok-Gebirges an.

In diesem Querschnitt besteht also zweifellos eine nördliche vorgebirgsartige niedrigere Zone aus der Faltung des Grundgebirges. Diese zieht sich vom Bostanartscha-Tor bzw. von der Klippe (2400 m) des Kalksteins (Nr. 2—49) bis zur Mündung des Aktasch in einer Breite von 10 km. Die vereinigten Bostanartscha und Ulugart-Flüsse treten in breitem Tore aus den verschieden fallenden Schollen dieser Zone heraus (Tafel III., untere Abb.). Der Name des breiten Tores ist Dscholsu-Mojnok. Wir haben hier ein der Struktur des Bolor-Tag entsprechendes Bild vor uns, Bruchlinie W—O wird von Bruchlinie N—S durchquert, an beiden Bruchlinien entlang liegt ein großes Tal. Von den vier, durch die beiden Bruchlinien gebildeten Feldern ist das nordöstliche in die Tiefe gesunken und wurde zum Teil des Tarim-Beckens. Das nordwestliche Feld blieb in der Höhe und ragt jetzt als Bergvorsprung in das Tarim-Becken hinein. Das Gebirge, welches aus der Scholle des nordwestlichen Viertels entstand, dürfte 400 qkm groß sein. Seine östliche Hälfte scheint nicht hoch zu sein, aber auf seiner westlichen Hälfte ragt der Bergriese Kajin-kol (ca. 5800 m, auf der Karte Steins 18560 Fuß) weit in das Tarim-Becken hinein. Ich sah an seinem westlichen Fuße entlang auf einer Strecke von 15 km nur Diabas (Nr. 2—87). Das südwestliche Viertel ist die Tafel des Angara-Quarzsandsteins, das südöstliche eine aus der Serizitphyllit- und Spilozitfaltung ausgeschiedene Scholle. Das letztere Gebirge kann nach seinem größten Tal, dem in den Atojnok mündenden Ajre, benannt werden. Es hat trotz seiner Gipfelhöhe von 4500 m den Landschaftscharakter von höheren Mittelgebirgen, weil es nur wenig vereist ist. Im Norden ist es stufenförmig abgebrochen, was auch in Abb. 72 zu



sehen ist. In der an seiner Seite angelehnten Schotterzone sah ich eine dunklere Klippe.

Das jetzt erwähnte Kajin-Gebirge des nordwestlichen Viertels ist der östliche Abschnitt der nördlichsten Kulisse des Bolor-Tag. Das Ajre-Gebirge ist der östliche Teil des Ulugart-Tau. Es wird vom Ulugart-Tau in der Tektonik durch die Angara-Tafel der Börkös-Gegend getrennt. Im Ajre-Gebirge, an seinem in einer Strecke von 26 km verfolgten südlichen Fusse, konnte ich nur die Schieferfaltung des Grundgebirges beobachten. Ich konnte ferner noch feststellen, wie ich das bei der Beschreibung des Tüb-Gebirges bereits erwähnt habe, daß die Achse der Faltung des Tüb-Gebirges auch hier W—O-lich verläuft, seine Schichten alle gegen Norden einfallen und offenbar in einer solchen Antiklinale liegen, welche von dem Bruch fast in der Scheitellinie getroffen wurde. Das Ajre-Gebirge wird vom Atojnok-Tau nur durch den langen, in Längsrichtung verlaufenden Bruch getrennt. Übrigens ist er der Teil desselben Grundgebirges.

Nur durch diese nördlichen Vorgebirge kommen wir zur dritten Kulisse, unter den Hauptgrat des Atojnok-Gebirges. Ein wesentlicher Zug der Struktur des Westteiles des Ajre-Gebirges ist der, den ich unter dem Zusammenfluß des Bostanartscha und Artschalajrik im ersten östlichen Tal sah. Ich finde den Namen des sehr großen Tales nicht in meinen Aufzeichnungen, aber es ist aus Abb. 96 nicht schwer zu erkennen. Im Hintergrund des Tales befindet sich nämlich ein großer, von einer breiten Eisfläche bedeckter Berg, von dessen mittlerem Gletscher ein prächtiger Wasserfall herunterstürzt. Das ist in den Bergen Zentralasiens eine seltene Erscheinung, weil sich hier an jeden Steilhang eine große Schottermasse lehnt, wenn Wasser vorhanden ist, welches Schotter führen kann. Auch hier liegt in der Höhe, auf der Faltung des Grundgebirges, eine horizontale Tafel. Da einige Kilometer von hier entfernt, unter dem Atojnok-Paß, der Kalkstein Nr. 2—54 in ähnlicher Lage ist, glaube ich mangels anderer Beobachtungen, daß auch diese Tafel dazu gehört. Dasselbe Bild empfängt uns auf einem anderen Berg, welcher zwischen den Tälern des Bostanartscha und des Artschajrik liegt (Abb. 97). Auf dieser Abbildung sehen wir im Hintergrund den mächtigen Hauptgrat des Atojnok-Gebirges und den 7000 m hohen Groß-Atojnok-Berg. Abb. 95 zeigt die Ostseite des Bostanartscha-Berges und zwar aus 4250 m Höhe des Atojnok-Passes.

Abb. 95 zeigt uns die Struktur, aber die Bestimmung bzw. die Vergleichung des Gesteins ist infolge der Natur der Beobach-



tung unsicher. Das älteste Gestein ist zweifellos das mit Nr. 2—56 bezeichnete, bänkige, nach Süden einfallende Gestein am Fuße des Bostanartscha-Berges. Dieses Gestein habe ich nicht untersucht, weil ich den ganzen Tag mit dem außerordentlich schweren Übergang durch den Atojnok-Paß beschäftigt war. Aber am nächsten Tag sah ich im benachbarten Gletschertal des Atojnok in derselben Streichrichtung und in derselben Gestalt die große Spilozitmasse, welche ich bis zur Mündung des Tüb verfolgen konnte und daher der Meinung bin, daß sie miteinander identisch sind. Ich konnte noch feststellen, daß der hiesige Spilozit älter als der Kieselschiefer, aber das Hangende des Serizitphyllits ist. Offenbar befindet er sich in der Faltung des Grundgebirges und ist älter als das Mitteldevon. Auf dem Spilozit liegen zwei Schichten des Karbonkalksteins, unten der Kalksteinschiefer, oben der helle, gelbgraue, dichte Kalkstein.

Die Deutung der ausgezeichnet aufgeschlossenen Struktur ist infolge der Schnelligkeit und Unvollständigkeit der Beobachtungen schwer. Wenn wir aber aus den wenigen Daten das Orogen herausuchen, kann folgender Vorgang beschrieben werden: Die Grundfaltung der kristallinen Schiefer muß mit dem Serizitphyllit zusammen vor das Devon gestellt werden. Darauf folgt Abtragung und Devon-Transgression. Hierauf kam die zweite Faltung, deren Alter höchstens frühkarbon ist. Die Karbon-Transgression ist zweifellos festzustellen, ihr Beginn ist unterkarbonisch. Der Dolomit, der Kalksteinschiefer und der dichte helle Kalkstein beweisen, daß die Transgression nicht von kurzer Zeitdauer war. Eine echte Faltung gab es nicht mehr, nur in dem zwischen den Bergen des Tscharlung und des Kaindawan liegenden Gebiet sind die Karbonschichten stärker gefaltet. Sie sind aber nur von örtlicher Bedeutung. Die Karbonschichten sind fast in ganz Zentralasien verhältnismäßig ruhige Deckschichten. Die große epirogene Hebung begann schon im Karbon. In dieser Zeit kam die sonderbare Bruchstruktur zustande. Aber an Stelle des Bolor-Tag war in dieser Zeit (vielleicht im Perm und in der Trias) überwiegend ein Kalkstein-Gebirge vorhanden und zwar von nicht unbedeutender Höhe, wie ich das schon bei der Beschreibung des Aigart-Konglomerates erwähnte. In der ersten Periode der Hebung wurde das Gebiet von der sogenannten Tibeter Transgression ganz oder teilweise, in Form eindringender Buchten, überflutet, zur selben Zeit lagerten sich riesige Kalkstein-Konglomeratmassen an den Nordfüßen der hohen Berge ab. Das Verhältnis zwischen der mächtigen Masse des Aigart-Kalksteinkonglomerats und den vielfarbigen sandigen



Schichten der Tibeter Transgression versuchte ich an einer anderen Stelle zu erläutern. Ich muß betonen, daß im ersten Leben des Bolor-Tag, als überall Kalksteinberge herrschten und außerdem Tibeter-Angara-Sandsteine die tieferen Teile ausfüllten, falls diese nicht von der Schottermasse der Berge herausgedrängt wurden, eine starke Zerbröckelung im Gebirge vor sich gehen mußte, Darauf kann aus den Störungen in der Reihenfolge der Schichten gefolgert werden.

Die geologische Karte des Bolor-Tag zeigt lauter verschieden gefärbte Flecke. Nebeneinander liegen Schollen, in denen das Grundgebirge entweder unmittelbar von Tibeter-Angara-Sandstein oder von Karbonkalkstein und oben noch von Sandstein oder von keiner dieser Bildungen bedeckt wird. Die breiten Vierecke des Grundgebirges stammen auch entweder aus der älteren oder der jüngeren Gesteinsgruppe. Sie liegen immer nebeneinander, unabhängig von der Gestalt des Bergsystems. Die Decke des Bostanartscha bedeckt nicht nur das Grundgebirge sondern es scheint, als ob sie auch auf den Angara-Quarzsandstein geschoben wäre.

Östlich vom Atojnok-Paß, also an der Nordseite des Atojnok-Tales, im Ajre-Gebirge, sowie auch im Hauptgebirge an der Südseite fehlen die Angara-Schichten. Am Paß befindet sich eine Bruchlinie hinter den nach Norden einfallenden Serizitphyllit-Schichten. Südlich von der Bruchlinie liegt dünnblättriger Kalksteinschiefer über Spilozit. Am hinter dem West-Atojnok-Gletscher liegenden, ganz vereisten Hauptgrat kommt unter dem Firn an vielen Stellen das horizontale Deckgestein zum Vorschein. Auch dieses weist auf die mächtige Tafel des Karbonkalksteins hin, was auch von dem Gesteinsmaterial der Moränen bestätigt wird (s. Földrajzi Közlemények 1922, T. III, Fig. 3).

Der Kajin-Berg wird von dem langen Grat des *King-Tau* durch das Tal des Tschingen-Su ganz getrennt. Auch das Tal des Tschingen-Su unterstützt die Annahme, daß in der Mitte des Bolor-Tag, in der Gegend des Ulugart-Passes, als Unterbrechung der Riesengrate niedrigere, wahrscheinlich durch tektonische Einstürze zustande gekommene Berge, tiefere Lücken, sind. Dieses Tal reicht zwischen die Täler des Ulugart und des Buluk-Gletschers, also unter die Kulisse des Ulugart-tau. Der Gletscher Tschitschikti der Abb. 98-a. fließt offenbar von der Nordseite des Ulugart-Tau hinunter. Aber neben dem Tschitschikti-Gletscher führt — laut Mitteilung meiner Kirgisen — auch ein Paßweg in das Ulugart-Tal.

Im Hintergrund, also auf dem gleichmäßig hohen Abschnitt,



den wir für den Hauptgrat des Ulugart-Tau halten, finden wir wieder horizontale Gesteinsbänke am Gipfel. Was darunter liegt, weiß ich nicht, nur daß rund um die Mündung des Köl-Su Diabas vorhanden ist und daß ich von hier aus gegen Norden bis zur 2745 m Höhe des Targalik-Tales hauptsächlich Diabas und in dem Atdjeilö-Tal Biotitgranit sowie verschiedene Aplite fand. Vulkanische Gesteine bildeten hier große Blöcke. Weiter südlich zeigen die Täler Aktaman und Demtör gar keine Faltung. Die vulkanische Masse ist offenbar auch weiter südlich zu finden. Der 3750 m hohe Djanbulak-Paß ist dadurch besonders erwähnenswert, daß die Kalksteintafeln hier ihr Ende haben. Der Djanbulak-Paß liegt an einem schmalen Grat, welcher die Täler Tschimgen-Su und Kur-Tschimgen voneinander trennt. Nördlich von hier kam ich

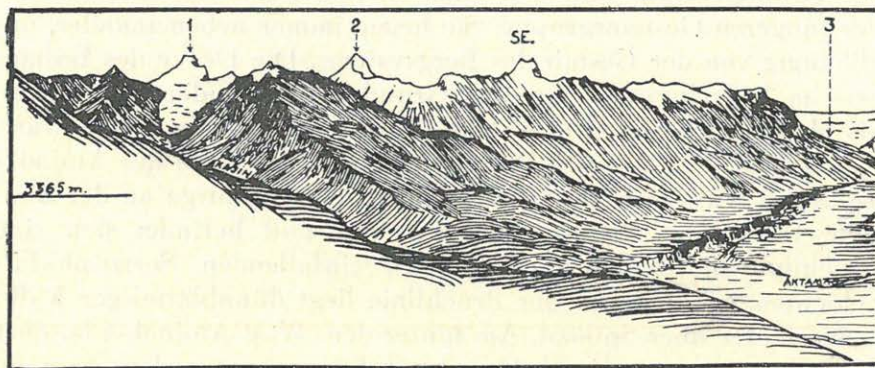


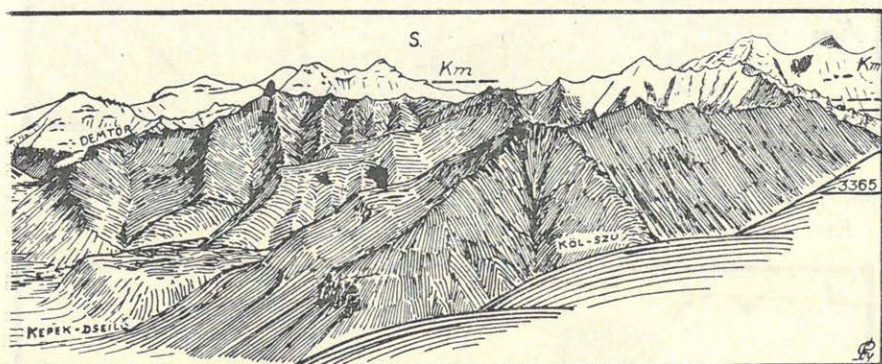
Abb 98. a—b. Der obere Abschnitt des Ulugart-Tau. Aussichtsp.: Südabhang des Passes Djan-Bulak aus einer Höhe v. 3365 m. 1: Berg Kajin. 2: Der Berg 3: an d. Abb. 101). 3: Tschitschikty Gletscher. Unter SE der Berg der Abb 101.

aus dem Targalik-Tal über den 3910 m hohen Atdjeilö-Paß. Auf Skizze der Abb. 98 ist zu sehen, daß, wenn wir die Verbindungslinie dieser zwei Pässe in  $160^\circ$  Richtung fortsetzen, wir die Achse einer tiefen und weiten Talserie erhalten. Die Täler Targalik, Kur-Tschimgen, Tschimgensu-Kölsu, Aktaman und Demtör bilden mit ihren parallelen Talsohlenlinien einen scharfen Winkel mit dieser Achse. Hier sehen wir also eine Wiederholung der orographischen Struktur des Ussen-Berges. Da ich auf dem von mir durchquerten Gebiet keine Bruchlinie entdecken konnte, beschränkten sich meine Beobachtungen nur auf die Tatsache, daß die Kalksteinplatten (Nr. 2—86) an der Linie der zwei Pässe plötzlich unterbrochen wurden und das Gebirge in dem spitzen Dreieck zwischen der Linie der beiden Pässe und der Aktaman-Linie auffallend



niedrig ist. Am Rand des Tarim-Beckens ist hier eine große vulkanische Masse. Biotitgranit, Albitoligoklas-Aplit (2—83), Quarzdiorit-Aplit (2—84), Spilit-Diabas (2—85), Uralit-Diabas (2—87) und ähnliche Gesteine bilden hier eine ununterbrochene Masse, aber weiter westlich im Külgünek-Tal 35 km vom Kajin-Berg entfernt, befinden sich noch immer Diabas-Berge. Die Diabasmasse wird westlich vom Targalik noch von einem großen Tal, dem Koldosun, durchbrochen. Die Richtung dieses Tales läuft sonderbarerweise genau mit den früher erwähnten Tälern parallel.

Eine charakteristische tektonische Erscheinung ist noch die Tatsache, daß westlich von der Bruchlinie der zwei Pässe, aber nur genau bis zu dieser Bruchlinie, ein großes O—W-lich streichendes Tal liegt. Dies ist der obere Teil des Kur-Tschingen, der



die Linie der beiden Pässe erreichend mit bruchartiger Plötzlichkeit seine Richtung gegen Nordwesten ändert. Der obere Abschnitt des Kur-Tschingen ist breit, er war wohl vom Eis ausgekerbt, und der Talboden ist jetzt noch von Moränen bedeckt. Der Unterschied zwischen den zwei Seiten des Tales ist auffallend. Dies kommt auch in Abb. 99 zum Ausdruck. Die Nordseite des Tales besteht aus Diabas, seine Südseite aus unterkarbonischem Kalkstein mit seinen bekannten mächtigen, hier regelmäßig nach Süden einfallenden Schichten. Die Nordseite ist eine düstere, grünlich-schwarze Bergwand, die Südseite dagegen besteht aus einer stufigen, weissen, von rasigen Stufen unterbrochenen Felsreihe. Dieser obere Abschnitt des Kur-Tschingen reicht bis tief gegen Westen hinaus, er ist zweifellos das in Längsrichtung verlaufende Tal des King-Tau und ein Teil jener Talserie, die am Nordfusse des King-Tau liegt und die diesen Berggrat von seinem nördlichen Nachbar, dem Minteke-Grat, trennt. Der Djanbulak-Paß ist das Ostende des King-Tau. Ich glaube nicht, daß man an dieser bis zum Mar-



kan-Su reichenden 63 km langen Linie entlang mit Karawanen irgendwo über den Grat des King-Tau gelangen könnte.

Über den Aufbau des langen Grates des King-Tau (Taf. VI. unt. Abb.) ist uns nicht mehr bekannt, als aus meinen von der Südseite gezeichneten Skizzen hervorgeht. Das meiste bietet je-  
ner Querschnitt, den ich auf dem zwischen dem Ojürma-Bel (4070-

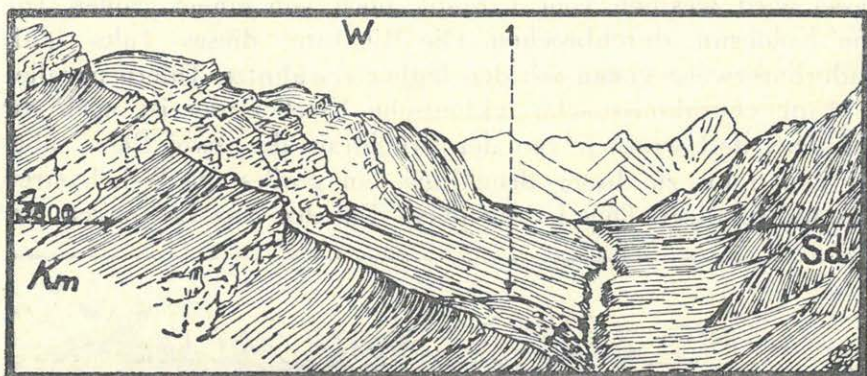


Abb. 99. Das Kur-Tschingen Tal an der Ostende des King-Tau, von dem Paß Djan-Bulak (3800 m) gesehen. 1: Reste der Burkhan-Stirnmoräne. -- Km: Karbonkalkstein. Sd: Spilositdiabas.

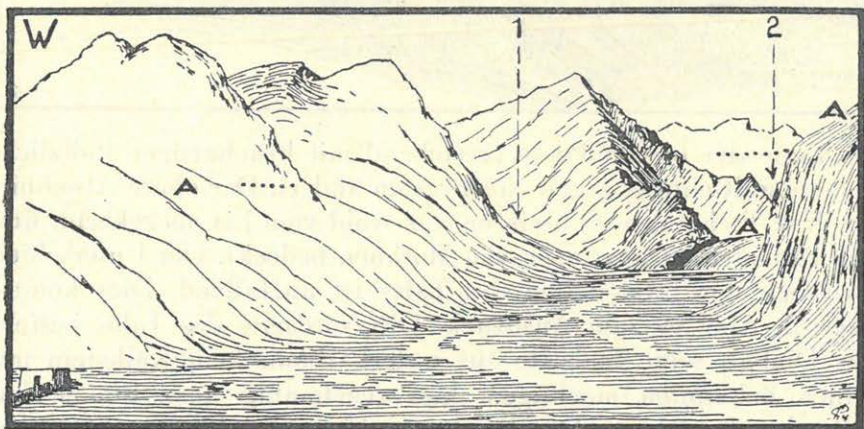


Abb. 100. Das Ulugart Tal an der Mündung des Bostanartscha Tal. Der Aussichtspunkt liegt jenseits der Gp Schlucht des Ulugart (s. Taf. III, untere Abb. gegen SW) 2650 m. Das Trogtal der Akkija-Zeit ist durch punktierte Linie gekennzeichnet und durch d. Buchst. A. 1: Das nördl. Börkös Tal. 2: Ulugart Tal.

m) und dem Muk-Karaul (3210 m) liegenden Abschnitt zeichnete (Abb. 103 a—b). Zur Erklärung dieses Profiles dienen folgende Beobachtungen: Die Streichrichtungen der oben genannten Ge-



steinsgruppen liegen mit auffallender Übereinstimmung zwischen 260 und 290°, laufen also mit der Achse des gegenwärtigen King-Tau parallel. Der Kiakbaschi-Pamir ist der abgeschorene Scheitel einer Serizitphyllit-Synklinale (Nr. 2—73 und 2—74). Die Südseite des King-Tau muß aus dem Grunde als eine in die Achse der Grundgebirgsfaltung gesetzte Bruchlinie angesehen werden (in der

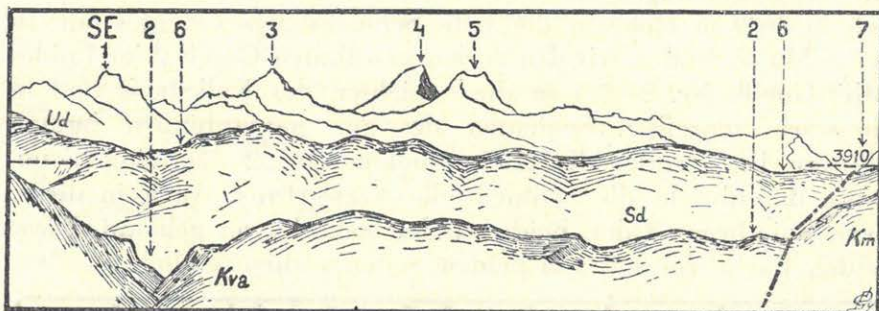


Abb. 101. Die Berge zwischen den Tälern Kur-Tschingen, Tschingen, Bostan-Terek und Börkös von dem At-Djeilö Paß (3910 m) an. 1: Kajin Berg. 2—2: Kur-Tschingen Tal. 3: An d. Abb. 98—a. der Berg Nr. 2. 4: Ein Sechstausender jenseits des Tschitschikty Passes. 5: An d. Abb. 94—a. der Berg in der Richtung SE. 6: Tschingen Tal. 7: Tschitschikty Tal. — Km: Karbonkalkstein Kva: Quarzdioritaplit. Sd: Spilositdiabas. Ud: Uralitdiabas.

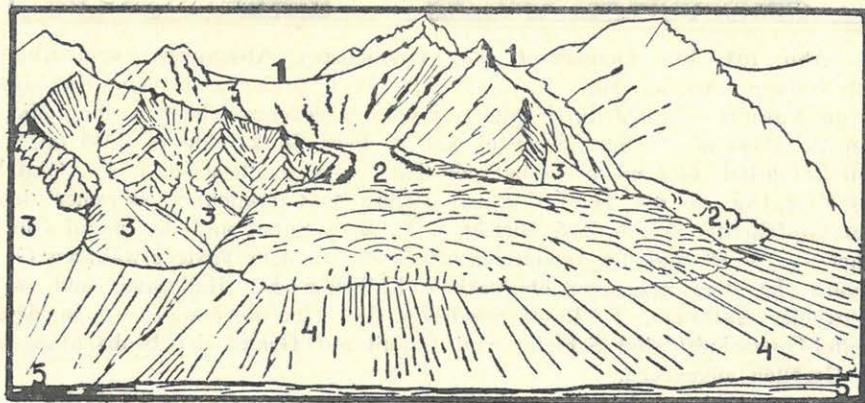


Abb. 102. Ein typischer Teil des King-Tau Gebirges. Aussichtsp. derselbe wie in d. Abb. 92. Richtung NNO. 1: Flache Gletscherjochen, Typ Ulgart. 2: Fladengletscher die das Haupttal erreichen können, mit steilhohen Schwemmkegeln. 3: Schuttströme. 4: Schuttzone, sämtliche Schmelzwässer verschluckend. 5: Trockental, Steinwüste.

Abbildung mit Pfeilen bezeichnet), weil dort ein wenigstens 50 km langer, auch im geometrischen Sinne gerader Felsabhang nur durch Verwerfung entstehen konnte. Die Bruchlinie kann an dem



großen und langen Karaart-Tal entlang verfolgt werden. Dieses Tal keilte sich an der Bruchlinie entlang heraus. Zwischen dem Koschbel und dem Ojürma-bel (4070 m) liegt eine breite Sillimanit-Gneiß-Zone (Nr. 2—75), unter welche Biotitgranit eindrang (Nr. 2—76). Neben und über dem Granit ist der Gneiß stark zusammengepreßt. Am Nordrand der Granitmasse ragt der Sukschüwer-Berg mit seiner mächtigen Felswand empor. Der Karaart-Fluß schnitt sich in 3600 m Höhe in die tiefe Schlucht dieses Berges ein. In der Schlucht finden wir den vorher erwähnten Gneiß (hier Epidotalbit-Gneiß, Nr. 2—77) in die Schichten des Kalksteins und in die stark gepreßten Schichten des aus papierdünnen bunten Blättern bestehenden Kalksteinschiefers (Nr. 2—78) eingebettet. Dann durchbricht die Schlucht die Verwerfung. Auch in dieser Bruchlinie liegen Täler. Beide werden Sukschüwer genannt. Diese beiden Bäche fließen von beiden Seiten wahrscheinlich aus lan-

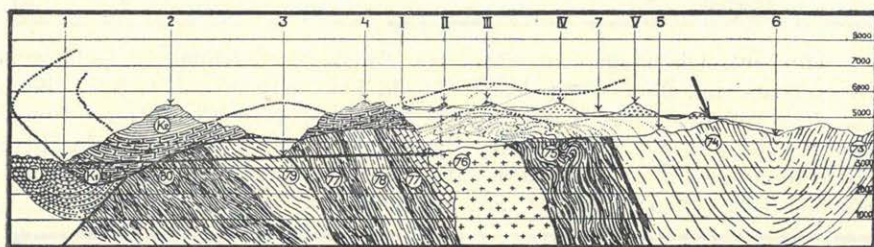


Abb. 103. Ein Querschnitt des westlichsten Abschnittes vom King-Tau Gebirge. An der Tafel V: Linie P — P. 1: Muk-Karaul. Von hier aus ist die Karaart Schlucht durch eine starke Linie gekennzeichnet. 2: Berg Markan-Ata (5440 m). 3: Suuk-Schüwer Tal. 4: Berg Suuk-Schüwer (5519 m). 5: Paß Kosch-Bel (4412 m). 6: Tschalkodü Tal. 7: Aksai Gletscher. I—IV: Gipfel des King-Tau, an der Tafel V durch Ziffern 1—4 gezeichnet. Zwischen den vier Gipfeln die drei Koksai Gletscher. V: Berg Sursil und der Sursil Gletscher. — 73—80 sind die Sammlungsnummern der in dem Texte erwähnten Gesteinen. K1: Schwarzgrauer oberkarbon. Kalkstein. K2: Hellgrauer und rötlichweißer Kalkstein. T: Roter Sandstein der Tibet-Formation. — In dem Gipfel-Querschnitt sind Schiefer und Granit auf Grund der Beobachtungen an Geröllen angegeben.

gen Tälern zu derselben Stelle, weil sie viel Wasser führen, besonders jener, welcher das Schmelzwasser von den Gletschern des Sukschüwer-Berges und des Markanata führt (3530 m). Der Sukschüwer-Berg und der Markanata werden voneinander durch eine Verwerfung getrennt. Unter dem Markanata folgt in der Schlucht die mächtige Schichtserie quarzigen Kalkschiefers (Nr. 2—79) mit südlichem Fall. In 3480 m Höhe gelangt der Fluß in ein etwas weiteres Tal, in die zusammengepreßte Masse von porphyroidem



Serizit-Albit-Gneiß (Nr. 2—80). In 3390 m Höhe liegt das Tor der Schlucht. Hier erreicht man die Schichten des schwarzen unterkarbonischen Crinoiden-Kalksteins. Dieser Kalkstein liegt als Decke über dem fast vertikalen, etwas nach Süden einfallenden Gneiß mit einem Fall von etwa  $30^\circ$  nach Süden. Sein Fall ändert sich insofern, als er weiter entfernt ganz horizontal wird, im Tal des Kisiljart dagegen aber wieder stark nach Süden gerichtet ist (Abb. 104).

Dies ist der Querschnitt. Das Bild des Markanata und der Schotter seiner Graben überzeugte mich davon, daß in der Höhe, über dem schwarzen Kalkstein, aus den mächtigen Bänken des hellen, gelbgrauen Karbonkalksteins bestehende horizontale Felstreppen liegen. Die Schichtserie der Karbon-Transgression liegt hier in einer Mächtigkeit von über 2000 m in Gestalt einer schwach geneigten Synklinale. Diese liegt am Grund des Kisiljart-Tales (3320 m) und ist sogar auf die Tafeln des viel jüngeren Rotsandsteins an der anderen Seite des Kisiljart-Tales überschoben. Ich nehme an, daß diese Überschiebung in die Gruppe der Erscheinungen der großen, epirogenen Hebungen gehört. Die Kalksteintafeln sind im Minteke-Gebirge, im nördlichen Vorgebirge des King-Tau, das auch als sechste nördlichste Kulisse des Bolor-Tag betrachtet werden kann, obwohl es aus der Ferne sehr unbedeutend erscheint, weit nach Osten zu verfolgen.

#### 10. *Der Kungur-Tübe.*

Die Ges-Schlucht schneidet sich tief in das Gebirge ein. Das hydrologische Tor des weit ausgedehnten Tarbaschi-Pamirs liegt am oberen Ende der Schlucht in 3400 m, die Brücke neben dem Ges-Karaul etwas unter 2400 m Höhe. Die Entfernung zwischen den zwei Enden der Schlucht beträgt 34 km. Sie ist eine der wildesten Schluchten Zentralasiens und wäre ohne Brücken und Wege mit Gelände ungangbar. Das Tal, diese zwischen den Bergriesen liegende Kluft, aber ist gar nicht schmal. Die von der Nordseite des Kungur-Tübe hinunter fließenden mächtigen Eismassen, darunter auch der Koksel-Gletscher, erreichen fast die Linie der Talsohle und drängen mit ihrem sausenenden Wasser und den Moränen den Ges-Fluß, der sein Bett hier tief eingrub, an die Nordseite der Kluft. (Taf. VI. ob. Abb.) An der Nordseite steht hier also eine ausgewaschene, untergegrabene vertikale Felswand. Diese Felswand wird in der Mitte der Schlucht nur von zwei großen Bächen durchschnitten. Der eine heißt Djagos, er ent-



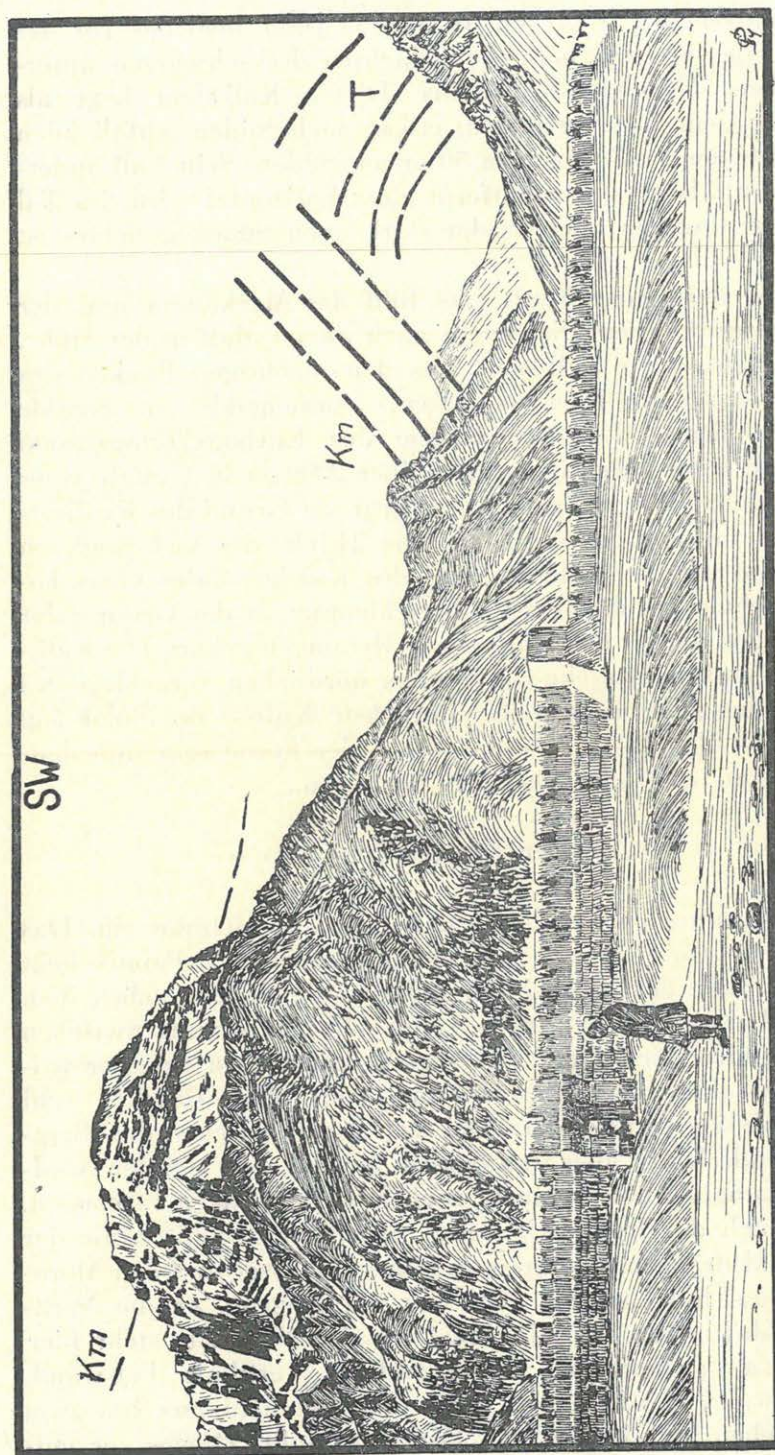


Abb. 104. Der Berg Markan-Ata und die Talsperrfestung Jakub Beks gen. Muk-Karaul (3210 m). Links die Schlucht Kraart, rechts der breite Tal des Kisiljart, den Fuß des Pamir begleitend in der Hauptverwerfung. Über der Schlucht Karaart eisgeschliffene Rücken bis 5400 m, durch Hängegleitender des Mark an-Ata verursacht. In der Schlucht porphyroid Serizitallitgneiß. Rechts in dem Kisiljart Tal stark gepresste Schichten, rote Sandsteine der Tibet-Formation (T.) Die ganze Scholle des Markan-Ata (unten schwarzer und in der Höhe auffallend hellgrauer Oberkarbonalkalkstein) scheint in der Hauptverwerfung nach Norden leicht übergeschoben zu sein.



springt am Ostende des Tüb-Berggrates, zweifelsohne in der Nähe des Djagos-Passes. Der andere, dessen Mündung kaum 2 km oberhalb der des Djagos liegt, ist ein großer Bach des zwischen dem Pik XLVI. und dem auf der Karte Steins 7040 m hoch bezeichneten Gipfel liegenden Gletschers. (Taf. IV.) Der Gegensatz zur Südseite, wo man fortwährend Bäche, insgesamt aus 9 Gletscher fließende Bäche, den Koksels-Fluß mit einbegriffen, durchqueren muß, ist auffallend. Daraus folgerte ich, daß auf der Linie der Djagos-Mündung und des Bektargak-Gletschers ein Graben und zwischen dem Graben und der Ges-Schlucht ein Berg vorhanden ist, der zu schmal ist, um einen größeren Bach zu besitzen. Dieser Berg ist wahrscheinlich ein im Graben der Ges-Schlucht liegendes Bruch-Segment. Ihm gegenüber liegt auf der Südseite das breite Moränenfeld des Kokmojnok. Über dem Moränenfeld befindet sich ein mehrere km breites Eisfeld, welches von einer ganzen Reihe kleiner Gletscher gespeist wird.

Dies zusammen gibt eine wenigstens 8 km breite Grabensenke zwischen den mit  $260-80^{\circ}$  streichenden Bruchlinien. Der nördliche Gipfel ist eine 20 km lange gerade Granitwand, mit für den Granit charakteristischen Absonderungen und Verwitterungsformen. Auch sein östliches und westliches Ende besteht aus Gneiß-Granit. Der große Wasserfall des Ges-Flusses saust über Gneiß-Granit unter der in 2915 m Höhe liegenden Brücke. Auf meinem in der Schlucht zurückgelegten Wege folgten in diesem Teil Gneiß-Granit (Nr. 2—65), steatithaltiger Serizitschiefer (Nr. 2—65 a und b), körniger Gneiß (Nr. 2—63), sillimanithaltiger Glimmerschiefer (Nr. 2—67), Quarzit (Nr. 2—64), dann wieder Glimmerschiefer, dann Gneiß-Quarzit (Nr. 2—66) und schließlich in der Gegend des Tarbaschi-Tores wieder Gneißgranit. Dort, wo die Streichrichtung zu messen war, war sie stets W—SW-lich. Die schieferigen Gesteine sind alle vertikal oder fallen unter  $60-80^{\circ}$  nach Norden ein.

Die obere Hälfte der Ges-Schlucht liegt also einerseits im Streichen der Faltungshauptachse des ganzen Bergsystems und andererseits in der Zone der älteren kristallinen Gesteine. Der ganze Kungur-Tübe, oder wenigstens seine Nordseite, wird von dieser Gesteinsgruppe aufgebaut, wie ich das an der Westseite des Koksels-Gletschers feststellen konnte. Zum Beweise zeige ich die Skizze der obere Abb. auf Taf. VI. An der ersten Stelle steht unter den Gesteinen der Gneißgranit, da in den Moränen des Kungur-Tübe nur ausnahmsweise ein anderes Gestein zu finden ist.



Der Kungur-Tübe wird nicht nur vom Norden her von einem Bruchliniensystem begrenzt, das ihn strukturell von dem Tüb-Berggrat trennt, dessen Struktur wesentlich verschieden ist. Auch im Osten ist der Abbruch groß, denn neben ihm, in der Linie des Koksel-Gletschers, ist östlich eine Angara-Sandsteintafel zu finden. Auch im Westen liegt ein so niedriges Hügelgebiet, welches nur durch Verwerfung in ein tieferes Niveau gelangen konnte. (S. Mathem. u. Naturw. Anz. d. Ung. Akad. d. Wiss. Bd. LVIII, Taf. I. Rechts unten.) Das Baumaterial des westlichen Nachbarn, des Tumantschi-Berges, besteht zwar aus lauter kristallinen Schiefen, fast wie das des Kungur-Tübe, aber seine breiten und höchstens bis zu 4500 m reichenden Rücken zeigen in der Orographie eine sehr tiefe Stufe neben dem ungefähr 8000 m hohen Kungur-Tübe.

### 11. Das Üssen-Gebirge.

Der Üssen-Darja und der Ges-Darja nahmen ihre Richtung nicht kurzweg in das Tarim-Becken wie die von hieraus nach Osten zu in das Tarim-Becken fließenden anderen Flüsse, sondern fließen im allgemeinen miteinander parallel gegen Norden. Diese Tatsache macht uns auf die besondere Struktur dieses Gebietes aufmerksam, welche auch dadurch unterstützt wird, daß die ganze Reihe der das Tarim-Becken südlich umgrenzenden Gebirge hier im orographischen Sinne geknickt ist. Ein mächtiges Gebirge, mit aufragenden riesigen Eisbergen steht hier in der nächsten Nähe am Rande der Wüste. Der 7160 m hohe Koksel-Berg liegt 30 km, der letzte 5000 m hohe Gipfel des Djagos nur 17 km vom Anfang des Schuttkegels des Üksen-Darja, also dem äußersten Punkt des Tarim-Beckens entfernt. Auch der vom Nordfuß des Pittik-Tau fließende Tschutek-Bach nimmt seinen Lauf gegen Norden. Alle diese durchbrechen die Gebirgsketten vertikal, in Schluchten. Ich nenne diese Ostecke des Bolor-Tag, also den vom Ges-Darja östlich liegenden Flügel Üksen- (Üssen?) Gebirge. Wir können ihn vom Bolor-Tag auch wegen einiger seltsamer Züge seiner Tektonik trennen. (S. Földr. Közlem. 1922. Taf. II.)

Nach der Karte Steins liegt zwischen dem 8020 m hohen Kungurtübe und dem 7280 m hohen Kisilsel-Berg sowie bis zu den eisigen Gipfeln des vom Kisilsel weiter östlich liegenden Korumdu eine W—O-lich streichende, meinen topographischen Aufnahmen nach 42 km lange, sehr hohe Gebirgskette. Ich versuchte dieses Gebirge aus drei Richtungen zu erreichen und fand mich überall



vor dem geschlossenen Eisgrat der Bergkette. Es ist gar nicht sicher, daß der Kungurtübe der höchste Gipfel der Bergkette ist. Wenn ich die orographisch zusammenhängende Bergkette nach seiner, bis zum heutigen Tage als höchsten bekannten Spitze Kungurtübe-Gebirge nenne, muß ich auch darauf aufmerksam machen, daß der Aufbau des Ost- und Westflügels der Berggrate ganz verschieden ist. An der zwischen den beiden Flügeln liegenden Grenzlinie, die zweifellos eine N—S-lich streichende erstrangige Bruchlinie ist, liegt das Tal des wenigstens 20 km langen Koxel-Gletschers. Auch das Üssen-Gebirge, welches als Vorgebirge des Kungurtübe-Gebirges oder von tektonischem Gesichtspunkte aus als selbständiges, angefügtes Schollengebirge zu betrachten ist, reicht bis dahin.

Das südlichste bekannte Tal des Üssen-Gebirges ist das Kaündü. Wenn wir den Zug der Kungurtübe-Bergkette als Haupt-

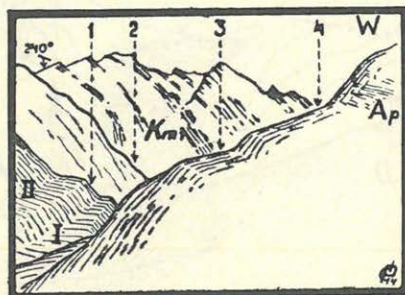


Abb. 105. Das Kaündü Tal in dem Kain-Dawan Gebirge. 1: Arpa-Anghis-Djilga Tal. 2: Uluk-Min-Djilga Tal. 3: Das Haupttal Kaündü. 4: Korumdu Tal. (S. Abb. 106—b) Km1: Unterkarbon Crinoidenkalkstein. Ap: Serizitischer Sandschiefer der Angara-Formation. I—II: Burkhan-Terrassen. Aussichtsp. 2450 m.

achse betrachten, weist das Kaündü-Tal eine Längsrichtung auf, es begleitet den Nordfuß des östlichen Flügels der Kungurtübe Bergkette. Der Kaündü fließt 2 km oberhalb der Mündung des Otrake in den Tschimgen-Darja. Laut Berichte meiner Begleiter heißt der Hauptfluß nach der Vereinigung der zwei Flüsse Kaündü und Tschimgen-Darja Üksen-Darja (nach meinem Führer aus Taschmalik: Üssen). Schon die Aenderung des Namens macht uns auf die Bedeutung des Kaündü und auf den Umstand aufmerksam, daß seine Wassermenge manchmal die des Tschimgen-Darja erreicht. Die über dem vereinigten Fluß gebaute Brücke befindet sich in einer Höhe von 2175 m. Der Kaündü und der Otrake fließen in demselben tektonischen Graben einander



gegenüber, ihr Wasser verschwindet mit dem Tschingen-Darja vereinigt in der Kalkstein-Schlucht Türgene-Tar. Diese Schlucht durchschneidet den Kaindawan-Berg. Der Tschingen-Darja tritt aus der Khatkir-Schlucht in den Graben des Kaündü-Otrake.

Ein Hauptzug des Troges ist, daß er eine Grabensenke zwischen dem Kaindawan-Berg und den unterkarbonischen Kalkstein-Mauern des Khatkir darstellt. Im Otrake-Tal ist die stark gepresste Faltung des für devonisch gehaltenen Serizitschiefers und des grünlich glänzenden etwas metamorphen Kalksteins aufgeschlossen. Darüber lagert mit Winkeldiskordanz das Unterkarbon, dunkelgrau-schwarzer Kalkstein mit Kalzit-Adern und der

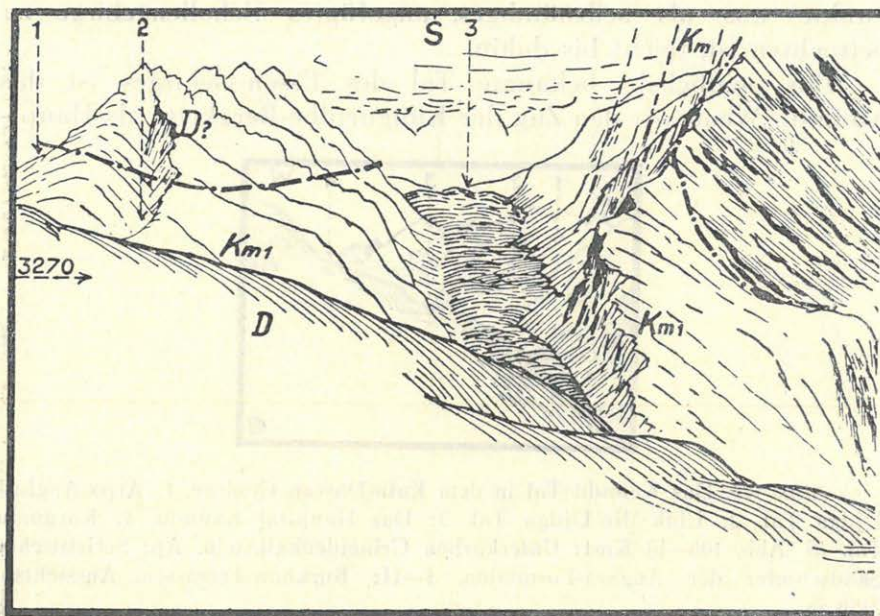


Abb. 106. a—b. Ein Teil des östlichen Abschnittes des Kungurtube Gebirges vom Paß Kain-Dawan (3270 m) gesehen. — 1: Arpa-Anghis-Djilga Tal. 2: Uluk-Min-Djilga Tal. 3: Korumdu Gletscher. Das Tal ist überfüllt von Moränen. Im Hintergrund über 5000 m hohe Berge. 4: Dschenage Gletscher und das Trogtal von Schutthalden bedeckt und mit schönen Nadelwäldern. — D: Dolomit.  $Km_1$ : Unterkarbon, schwarzer Kalkstein.  $Km_2$ : Crinoidenkalkstein m. *Spirifer bisulcatus*.

etwas hellere Crinoiden-Kalkstein mit seinen mächtigen Bänken (Gesteine Nr. 2—108 u. 2—105). Die Grabensenke liegt im Streichen dieser Gesteine. Über dem gefalteten Grundgebirge aber liegt in zerbröckelten Stücken, in trümmerartig verschieden einfallenden, aber ungefalteten Tafeln serizithaltiger, schieferiger Sandstein (Nr. 2—107-a), welchen ich in die Gesteinsgruppe der



Tibeter Transgression einreihe. Die Tafeln des Sandsteins fallen im Gegensatz zu den im allgemeinen sehr stark einfallenden, stellenweise vertikalen, Schichten der Grundgebirge-Faltung, die erkennbare Züge zweier großer Antiklinalen zeigen, nur unter 10—20° ein und liegen verhältnismäßig ruhig im tiefsten Teil der Grabensenke. Diese Struktur ist besonders unmittelbar vor dem Paß des Türgene-Tar auffallend. Diese Schlucht ist ein Spalt, der wie eine eingestürzte Höhle aussieht. Charakteristisch für den Sandstein ist, daß er Kohlen- und Porphyrit-Einschlüsse enthält wie der Angara-Sandstein von Tienschan.

Abb. 105 ist eine Skizze der südlichen Antiklinale des Trogcs.

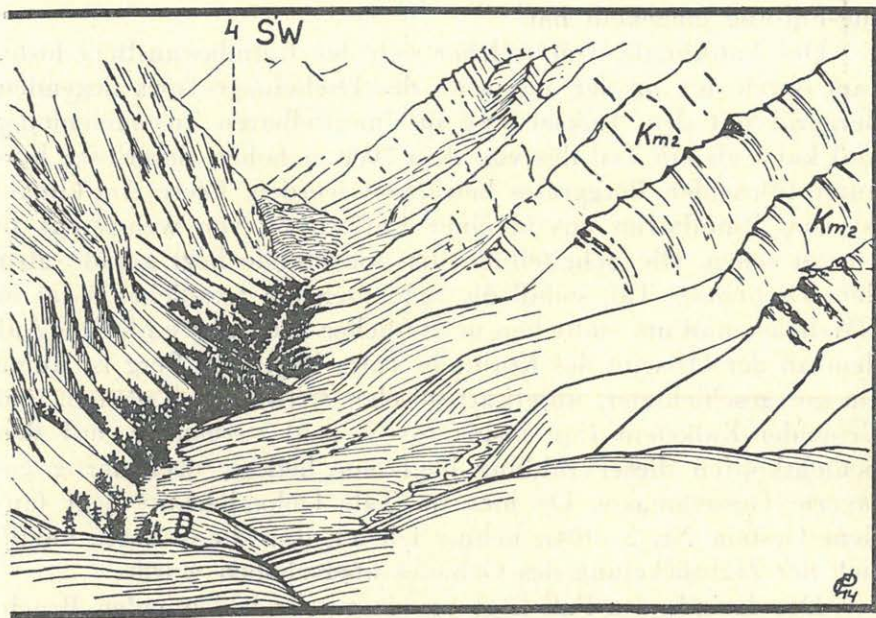


Abb. 106 a—b versucht dieselbe Faltung weiter westlich zu illustrieren. Der obere Teil des Kaündüs ist schon in die stark gefaltete und zerbröckelte Faltung der unterkarbonischen Kalksteinschichten eingegraben. In der unterkarbonischen Schichtserie ist als untere Schicht der mit Kalzit-Adern durchzogene dunkle Kalkstein, als mittlere (Nr. 2—106) der Crinoiden-Kalkstein, als obere (Nr. 2—104) der Dolomit zu erkennen.

Der an der Nordseite des Kaündü-Tales liegende Kaindawan-Berg ist ein schmaler Kalkstein- und Dolomitgrat. Er ist eigentlich eine lange Scholle, die ein abgerissenes Segment der Faltung unterkarbonischer Schichten bildet. Dieses Segment stammt von gegen Nordwesten einfallenden Schichten. Seine südöstliche Seite



ist eine steile Felswand, die gegenüber liegende fällt sanfter ein. Im Vordergrund der Abb. 106 a—b sehen wir den Kaindawan-Paß (5270 m) in der Bruchlinie des Dscheinage-Tales und des Keklidschül. Der Paß befindet sich auf den Bruchstücken der Dolomit-Tafeln. Sein Südfuß im Dscheinage-Tal liegt 2820 m hoch. Der Gletscher hat diesen Paß im Burkhan-Stadium wahrscheinlich überschritten. Die in Abb. 106-b gezeigte Km 2 Antiklinale ist zweifelsohne mit jener Faltung identisch, aus deren durch die Dscheinage-Keklidschül-Bruchlinie getrenntem und gesunkenem Flügel der Kaindawan-Berg entstand. Hier steht also eine Faltung mit südwestlicher Achse vor uns, die sich senkrecht zu der Tscharliling-Faltung eingekeilt hat.

Die Antiklinale, von welcher sich der Kaindawan-Berg löste, kam durch den an der Westseite des Dscheinage-Tales liegenden Berggrat mit dem Koksel-Berg in unmittelbaren Zusammenhang und kann als ein Teil des von dem 7000 m hohen Bergriesen hinunter führenden Berggrates betrachtet werden. Diese Antiklinale ist vom Kaindawan aus in einer Entfernung von wenigstens 10 km zu sehen. Die Scheitellinie der Antiklinale liegt gerade über dem Dscheinage-Tal, sodaß die Schichten am westlichen Grat in NW-licher und am südlichen in SO-licher Richtung einfallen. Auf dem an der Ostseite des Korumdu-Tales liegenden Berg ist unten ein gut geschichteter, unterkarbonischer schwarzer Kalkstein und Crinoiden-Kalkstein (Sp. bisulcatus-Niveau) vorhanden, auf den Schichtköpfen dieser Bildung liegt eine hellere, deckenartig gelagerte Gesteinmasse. Da hier im Tale Dolomitschutt liegt (aus dem Gestein Nr. 2—104), nehme ich an, daß diese Masse anläßlich der Zerbröckelung des Gebietes überschoben wurde.

Der Kaindawan-Paß liegt an einer sehr bedeutenden Bruchlinie. Der letzte und höchste Paß zwischen dem Ges-Fluß und dem Üssen-Darja in südlicher Richtung ist der Korgon. Der Ges-Karaul liegt bei der Mündung des westlichen Korgonkol in einer Höhe von 2400 m, die Mündung des östlichen Korgon im Khanterek-Becken des Üssen-Darja in einer Höhe von 2030 m. Über der Südseite des Korgon-Tales befindet sich ein Berggriese, auf dessen Seiten gewaltige Hänge-Gletscher vorhanden sind. In Abb. 85 ist gut zu sehen, daß in der unmittelbaren Nachbarschaft dieses Bergriesen Korgontasch in nördlicher Richtung das Hochgebirge endet und plötzlich die wüstenartig kahlen Kieselhügel des Randes des Tarim-Beckens folgen. Diese Zeichnung sowie meine an dem Üssen-darja entlang gewonnene Beobachtung, daß nördlich von der Mündung des Korgon kein einziges Bächlein mehr in



den Üssen-Darja fließt, der Korgon aber ein stark brausender Gletscherbach ist, beweisen, daß der Korgontasch eine Flanke in der Welt der großen, schneebedeckten Berge ist; vor ihm zieht sich die Hauptbruchlinie der Senkung des Tarim-Beckens hin.

Zwischen dem Ostfluß des Korgontasch und dem Kaindawan-Paß vollzog sich eine Verwerfung von ähnlich großer Tragweite. Zwischen den zwei Bruchlinien erhebt sich die große Bastei des Üssen-Gebirges. Beide Bruchlinien sind Teile je eines Bruchliniensystems. Die Bruchlinie des Korgon hat eine Fortsetzung gegen Westen. Die dadurch verursachte Lockerung wurde vom Ges-Fluß ausgenützt, welcher einen langen Gang für die auf den Tarbaschi-Pamir vereinigten Wasser grub. Auch die östliche Bruchlinie streckt sich weit gegen Norden bis zum Rand des Tarim-Beckens aus. In ihr liegt der untere Abschnitt des Ges-

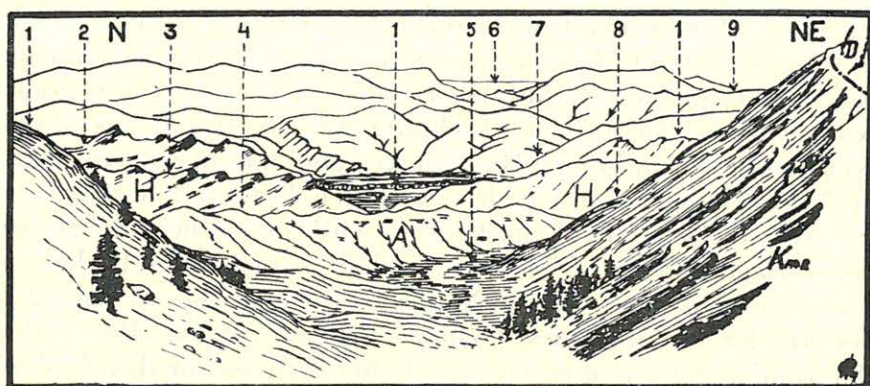


Abb. 107. Das Khanterek Becken am Nordfuß des Kein-Dawan Gebirgs. Im Vordergrund der Paß Kain-Dawan (3270 m). 1—1: Der Lauf des Üssen-Darja. (Unterlauf des Karatasch Flusses). 2: Ghedrudjar Tal. 3: Atschik-Bel Tal. 4: Korgon Tal. 5: Ojtschi Tal. 6: Das Tarim Becken. Die Umgebung des Tumschuk-Karaul. 7: Khan-Terek Tal. 8: Keklidschül Tal. 9: Tschutek-Bel. — D: Dolomit. Km2: Oberkarbonischer Kalkstein. A: Kalkiger Sandstein. H: Roter Sandstein. Salzton und Gipsmergel.

Flusses, der bei der Mündung des vorher erwähnten westlichen Korgon-Tales beginnt.

Im zwischen der östlichen Bruchlinie und dem Kaindawan-Berg befindlichen Dreieck herrschen mit dem Kaindawan-Berg parallele SW—NO-lich verlaufende Bruchlinien vor. Zwischen diesen befindet sich, 7 km nördlich vom Kaindawan-Berg entfernt, ein dem Kaindawan-Berg in jeder Hinsicht, also in Struktur und Material ähnlicher Berg. Auch er bildet eine schmale lange Wand, ein aus einer unterkarbonischen Kalksteintafel herausgeschnittenes



Segment. Es wird von Querbrüchen durchschnitten und vom Üssen-Darja mit einer Schlucht durchbrochen. Das ist die vierte Schlucht des Üssen-Darja. Meine Begleiter nannten diesen Berg Ischeken. Zwischen dem Kaindawan und dem Ischeken liegt ein 7 km breites Becken, das Khanterek-Becken; es wird in Abb. 107 dargestellt. Das Khanterek-Becken wird von stark gegen Norden einfallenden Schichten eines grauen, schieferigen Sandsteins fast vollständig ausgefüllt. Wie die Abbildung zeigt, fallen diese Schichten nicht nur unter  $50-60^\circ$  ein, sondern haben außerdem noch kleinere Flexuren erlitten, als wenn sie in das Becken eingestürzt wären. Ich glaube, daß dieser graue schieferige Sandstein (Nr. 2—103) in das unterste Niveau der Hanhai-Schichten gehört und nehme an, daß darunter jene Quarzsandsteine liegen, welche ich in dem westlichen Nachbartal, im Koksel, in einer großen Mächtigkeit sah und welche ich mit den Angara-Schichten des Tienschan für gleichartig, ja sogar für identisch halte.

Im Khanterek-Becken liegt auf grauen Sandstein-Schichten roter sandiger Ton, darauf lagern mächtige Bänke eines grauen Konglomerats. Die unteren Abschnitte des Korgon und Keklidschül werden von einem breiten Hügelrücken getrennt, der aus den sanft einfallenden oder horizontalen Schichten letzterer Gesteine aufgebaut ist. Das Khanterek-Becken wird in solcher Menge von rotem Sandstein und Ton bedeckt, daß es auch rotes Becken genannt werden kann. Gegen Nordosten zu sind diese Hügel ganz rot. In der Richtung des Tschutek-Bel erreicht das Hügelgebiet der Hanhai-Schichten bereits das Tarim-Becken. Vor dem Paß des Kain-Dawan fiel mein Blick über die Hügel gerade auf die Sandwüste des Tarims.

Der Graben des Ischeken- (Dscheken) Berges, die unterste Schlucht des Üssen-Darja, ist breit. Unter der N—S-lichen Hauptbruchlinie, die sich unter dem Korgontasch befindet, entstand nämlich eine breite Grabensenke. Hier liegen auch heute noch Hanhai-Schichten, Rotsandstein-Tafeln, sodaß der in die Grabensenke eingedrungene Üssen-Darja mit seiner tief ausgegrabenen Schlucht zwischen den Rotsandstein und die Kalksteintafeln des Ischeken-Berges gelangte. Das leicht bewegliche Material der Sandsteinberge auf der linken Seite sorgt dafür, daß der Fluß auch weiter seine rechte Seite, die Sandsteinseite, gegendrückt.

Ich sah die Hauptmasse des Üssen-Gebirges nur an seiner Nord- und Westgrenze in den Ges- und Koksel-Tälern sowie seine nordöstliche Ecke vom Djagos-Paß (Abb. 85). Diese Hauptmasse ist also ziemlich unbekannt. Im Süden, also in der Gegend des



Fusses des Koksel-Bergriesen, dort wo ich die Seitenmoräne des Koksel-Gletschers bis zu einer Höhe von 3700 m bestieg, erreichte ich das zweifelsohne von kristallinen Gesteinen aufgebaute Grundgebirge noch immer nicht. Ich sah auf einer etwa 15 km langen Strecke nur einen etwas schieferigen Quarzsandstein. Mein Weg führte nämlich unmittelbar unter dem Sandstein-Berghang, jedoch auf der Seitenmoräne des Koksel-Gletschers. Dieses Sandstein-Gebirge bildet einen auffallenden Gegensatz zu dem an der Westseite des Koksel liegenden, aus kristallinen Gesteinen bestehenden Riesengebirge. Da ich auf Grund meiner geographischen Aufnahmen die Entfernung zwischen dem Koksel und dem Keklidschül auf 15 km schätze und da im Keklidschül ebenfalls mesozoische Sandsteintafeln in ähnlicher Struktur wie der Koksel-Sandstein liegen, muß ich annehmen, daß der Platz zwischen den Bergriesen Korgontasch und Koksel von einem rund 200 qkm großen Sandsteingebirge eingenommen wird. (Abb. 108).

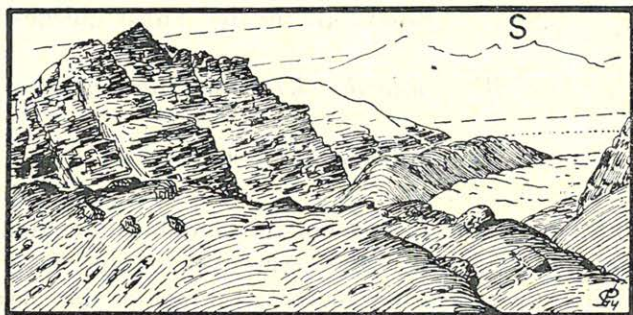


Abb. 108. Der Berg Dschailak-Tasch und der Koksel Gletscher. Flach lagernde Quarzsandstein Schichten der Angara-Formation in sehr großer Mächtigkeit. Im Vordergrund Burkhan-Moränen des Koksel Gletschers (2800 m). Am Gletscher der langen Seitenmoräne war der Aussichtspunkt für d. ob. Abb. d. Taf. VI.

An der Ostseite des Koksel-Gletschers ist das Sandsteingebirge natürlich steil, weil der große Gletscher das Gebirge steil und glatt rieb. In der Nähe des Koksel-Berges, dort, wo die Oberfläche des Gletschers in einer Höhe von 2600—2700 m liegt, steht der Sandstein steil, fast senkrecht. Hier sind Brüche und Verwerfungen zu sehen. Das Üssen-Gebirge stellt eine an diesen Brüchen abgesunkene Scholle dar. Vor den Brüchen aber liegt eine große, verhältnismäßig ruhige Tafel, welche ohne einen bedeutenden Bruch sich nicht nur bis zum Ges-Tal zieht, sondern vom Einkeilen des Flußtales abgesehen, auch noch auf der Nordseite des Flusses zu



sehen ist. Hier ist sie natürlich nur in kleinen Resten zu finden, weil das Ges-Tal einerseits von der mächtigen Moräne des Burkhan-Stadiums bedeckt wird, andererseits das Ges-Tal in der Längsrichtung liegt, welche sich vom Korgontasch bis zum Tarbaschi hinzieht und so hinter ihr im Norden schon die felsigen Schneeberge der hohen Scholle des Grundgebirges emporragen. Die durch den Koxsel-Gletscher ausgehobelte Sandsteinwand steht hier in einer Länge von 15 km ganz nackt da. Ich konnte mich davon überzeugen, daß sie ausschließlich von einem homogenen, aschgrauen Kohlenkörner führenden Quarzsandstein aufgebaut ist (Nr. 2—62). Die Tafel liegt nicht horizontal, sie besteht aus einer einzigen, leicht erhobenen Welle, was den Eindruck erweckt, als ob die gesunkene Tafel unter dem Druck der Senkung etwas gewölbt wäre (Abb. 108).

Der Korgontasch ist nur im orographischen Sinne ein Glied des Üssen-Gebirges. Er ist ein Horst, der mit seiner westlichen Streichrichtung einen durch die Ges-Schlucht getrennten Teil des Tüb-Gebirges bildet (s. Beschreibung des Tüb-Gebirges).

## *12. Das Westende des Kwenlun-Bergsystems.*

(Hierzu Taf. VII.)

Am südlichen Rand des Tarim-Beckens befindet sich der westliche Flügel des längsten Bergsystems Asiens, des Kwenluns. Das mittlere Glied dieses Gebirgssystems umringt das Tschajdamer Becken, reicht im Westen nach der allgemeinen Einteilung bis zum Tschertschen-Darja, wo das westliche Glied beginnt. Das westliche Glied des Kwenlun-Bergsystems biegt sich stark gegen Norden. Seine Bergketten liegen in einer verhältnismäßig schmalen Zone zusammen. Im Norden fallen sie steil gegen das Tarim-Becken ab, im Süden lehnen sie sich an das sehr hohe Tibeter Hochplateau. In einer Entfernung von 600 km nach Süden zieht sich ein Hochplateau bis zum Hedin-Bergsystem, auf welchem angeblich die im allgemeinen W—O-lich streichenden, längeren oder kürzeren Bergketten eine Höhe von 6—7000 m erreichen. Zwischen ihnen sollen viele breite Taltröge mit seichten Seen in einer Höhe von 5—6000 m liegen. Die Bergkuppen des West-Kwenlun selbst sind verhältnismäßig niedrig. Obwohl seine einzelnen Gipfel, Monadnocks oder Nunataks, die Höhe von 7000 m erreichen, übertreffen vermutlich seine Dimensionen nirgends jene der inneren Tibeter Bergketten. Seine wild zerrissenen, niedrigeren Abschnitte erwecken den Ein-



druck, als ob die äußersten Tröge des Tibeter Hochplateaus hier im Norden durch die von dem tiefen Tarim-Becken zurückgreifende Erosion zerrissen wären.

Der West-Kwenlun ist von Tibet her eine wenig auffallende orographische Erscheinung; das einzige Merkmal, durch das sich diese Bergkettenzone von den übrigen Tibeter Bergketten unterscheidet, ist, daß in der Fortsetzung ihrer Taltröge in der Nähe des Tarim-Beckens wilde Schluchten vorhanden sind, die wegen der brausenden Bäche fast ungangbar sind. Das Bergsystem wird vom Tschertschen-Darja bis zum Jarkand-Darja von mindestens ein Dutzend Flüssen vollkommen durchbrochen, es befindet sich also hier keine erstrangige Wasserscheide, was in einem der ansehnlichsten Gebirgssystemen der Erde eine ungewöhnliche Erscheinung ist. Alle bisher erwähnten Daten weisen also darauf hin, daß das ganze Nordtibeter Hochplateau nördlich vom Hedin-Bergsystem bis zum Rand des Tarim-Beckens von einem orogenetischen Prozeß einheitlich gestaltet und nur der nördliche Rand infolge der Nähe des tiefen Tarim-Beckens durch Erosion geändert wurde. So besitzt also der westliche Kwenlun keine auffallende schmale und lange Bergkette, sondern er ist ein Abschnitt des Gebirgssystems mit sehr breiter Sohle, der sich gegen Westen auskeilt und schmaler wird.

Das Auskeilen des Kwenluns gegen Westen wird durch die Annäherung des Tarim-Beckenrandes zu dem den Kwenlun von Süden her begrenzenden riesigen Hedin-Karakorum-Mustagata-Bergsystem verursacht. Der nördliche Fuß letzteren Gebirgssystems wird von einer langen Talserie begleitet; ein Teil dieser Talserie wird vom Raskem-Darja, also vom oberen Abschnitt des Jarkand-Darja, eingenommen. Dieser Raskem-Darja fließt also mit dem oberen Abschnitt des Indus parallel, der der südliche Randfluß des früher erwähnten Gebirgssystems ist.

Das westliche Ende des Kwenluns wird nicht nur schmaler, sondern auch wesentlich niedriger. Die vom großen Durchbruch des Raskem-Darja westlich, also von der Mustagata-Gruppe, herunterkommenden Flüsse durchbrechen es alle in Schluchten. Diese Flüsse sind dem Namen nach: der Üssen-Darja, davon 60 km östlich entfernt der Kengkol, dann folgt in etwa 60 km Entfernung nach Osten der bereits erwähnte Jarkand-Darja. Die zwischen den drei Flüssen liegende Gebirgsgruppe bildet den westlichsten Teil des Kwenluns, welcher seiner Lage und seinem Aussehen nach als Vorgebirge des Mustagata erscheint, besonders vom Tarim-Becken her, weil nur eine kleinere Gruppe desselben



über 4500 m ragt und nur diese auch im Sommer von Firn bedeckt ist. Diese Gruppe heißt Pittik-Tau. Dahinter aber erhebt sich ohne Unterbrechung über 7000 m hoch die Eiswand des Mustagata, welche weiter westlich von den Riesengebirgen des Bolor-Tag abgelöst wird. Die Sandsteinwüste des Tarim-Beckens im Norden, diese eisbedeckten großen Bergmassen im Süden und im Westen, wirken neben dem Kwenlun gleich fremd.

Die Gebirgsgruppe, die ich unter der Bezeichnung Westende des Kwenluns zusammenfasse, erhebt sich an der Strecke Jarkand-Jangihissar des südwestlichen Randes des Tarim-Beckens und streckt sich bis zu den Schneebergen des Mustagata-Bolor aus. Im Osten wird er vom Jarkand-Darja begrenzt.

Vor mir haben Forsyth, Hedin, Bogdanowitsch, Deasy und Stein diese Gebirgsgruppe besucht; von Bogdanowitsch stammen auch einige sehr charakteristische geologische Daten. Vom topographischen Gesichtspunkte aus haben wir nur die Sohlenlinien einiger Täler, die Routen von Hedin, Deasy und Stein gekannt. Nach mir hat de Terra, ein Mitglied der Trinkler-Expedition, im Jahre 1927/28 das Topa-Dawan am östlichen Rande dieses Gebietes besucht.

Nach den Beobachtungen von Bogdanowitsch war, man der Ansicht, daß der westliche Kwenlun seit dem Karbon lange Zeit hindurch das südliche Randgebirge des zentralasiatischen Kontinentes (Angara-Massiv) darstellte, welches von den Tibeter postkarbonischen Transgressionen nie überflutet werden konnte. Bogdanowitsch stellte in seinen, in zwei Querschnitten zusammengefaßten Routen fest, daß die im Aufbau dieser Gebirgsgruppe teilnehmenden Gesteine 5 Gruppen bilden und zwar: 1. Gneiß und kristalline Schiefer, 2. Marine Gesteine der devonischen Kwenlun-Transgression, ganz dunkle Kalksteine, Tonschiefer und Sandsteine, 3. Diskordant gelagerter, gewöhnlich hellerer, sogar weißer oberkarbonischer Kalkstein, 4. Den landnahen Charakter aufweisende Gesteine der Permokarbon-Tibeter-Transgression, 5. Tertiäre Gesteine.

Ich stellte auf der Strecke, welche ich im Jahre 1909 von Kuscherab, also der großen Kurve des Jarkand-Darja bis zu dem am Rand des Tarim-Beckens liegenden Dorfe Kisil zurücklegte, folgende Serie fest: 1. Gneiß, Granit und Quarzit. 2. Schwarzer Tonschiefer. 3. Schwarzer Kalkstein. 4. Dunkler Sandstein. 5. Hellgrauer Kalkstein. 6. Dunkelgrauer Kalkstein. 7. Grünlichgrauer, glimmeriger Quarzsandstein. 8. Rotes Konglomerat, Sandstein.



Das rote Konglomerat schmiegt sich an die gegenwärtigen Bergmaße, es ist wahrscheinlich tertiär oder sogar nur neogen. Da ich vom Jarkand-Darja westlich ein größeres Gebiet und eine längere Wegstrecke zurücklegte, als sonst jemand vor mir und ich auch auf langen Strecken die Routen von Bogdanowitsch berührte, konnte ich leicht feststellen, daß diese Gesteine fast vollständig den Querschnitten von Bogdanowitsch entsprechen. Ich fand unter dem zwischen dem Jarkand-Darja und dem Kengkol liegenden dunklen Sandstein Nr. 4 den mit den Devon-Kalksteinen von Bogdanowitsch gleichzustellenden schwarzen Kalkstein (Nr. 3) und darunter schwarze Tonschiefer (Nr. 2). Darüber lagert der fest zueinander gehörende, auffallend gut geschichtete, fast ungebrochene, hellgraue (Nr. 5) und dunkelgraue (Nr. 6) Kalkstein, dessen oberkarbonisches Alter kaum zu bezweifeln ist.

Die Gesteine der „Kwenlun-Transgression“ fand ich auch im Tale des Kismak-Paßes in der von Bogdanowitsch erwähnten Reihenfolge: unten Sandstein, darüber schwarzen Tonschiefer, Kalksteinschiefer und wieder Sandstein. Ich ging im Tale des Gidjek-Passes auf dem von Bogdanowitsch zurückgelegten Wege und konnte mich von der Identität dieser Schichten überzeugen, also davon, daß sie die „Devon-Gesteine“ von Bogdanowitsch sind.

Das stratigraphische Bild wechselt aber, wenn wir gegen die westlichen Ränder unserer Gebirgsgruppe kommen, also zu den Bergriesen des großen Mustagata und des Bolor-Tag. Hier erscheinen mächtige Pegmatit-Massen, welche entweder unter den devonischen schwarzen Tonschiefern oder darüber lagern. Die Gesteine der Kwenlun-Transgression treten hier in den Hintergrund. Darüber erscheinen grünlicher Sandstein und Brekzien, welche aber nicht mit dem grünlichen, schieferigen Quarzsandstein Nr. 7 der Tibeter Transgression identisch sind, sondern als Abarten der dunklen Sandsteine Nr. 4 erscheinen. Darüber lagern die oberkarbonischen Kalksteine und die Gesteine der Tibeter Transgression diskordant, in größerer Mächtigkeit und abwechslungsreich. Diese verbreiten sich aber nicht weiter gegen Westen. Der Mustagata und der Bolortag erhoben sich aus der Tibeter Transgression, der westliche Kwenlun, wenigstens sein rund um den Jarkand-Darja liegender Teil, dagegen nicht, wie ich das nachstehend beweisen werde.

Ich nenne das sich von den Tälern des Kengkol, Tscharling und Jarkand-Darja nordöstlich bis zu dem Rand des Tarim-Bekkens hinziehende Gebirge nach dem in seiner geometrischen Mitte befindlichen Kapka-Paß *Kapka-Gebirge*. Ich versuche den Auf-



bau dieses Gebirges mit Hilfe von zwei Querschnitten zu illustrieren. Der eine Querschnitt beginnt an der Stelle des Jarkand-Darja, wo sich der Raskem-Darja, Sarikol und Tscharling vereinigen und verläuft gegen NW (von dieser Stelle an heißt der Fluß Jarkand-Darja). Er läuft an der Länge des Tscharling-Flusses entlang und erreicht durch den Sugurluk-Paß den Kengkol. Dieses Profil liegt also im Streichen des Jarkand-Bogens (Abb. 109.)

Der zweite Querschnitt durchschneidet den Suess'schen Jarkand-Bogen quer, senkrecht zum ersteren (Abb. 110).

Ich stellte auf Grund der beiden Querschnitte vor allem fest, daß sich von der erwähnten Stelle des Jarkand-Darja gegen N—

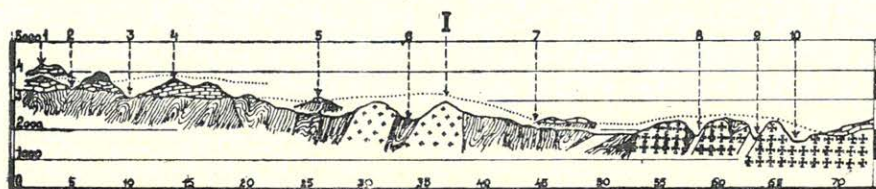


Abb. 109. Ein Querschnitt vom Paß Kara-Agyl bis Kuscherah an dem Jarkand-Darja. 1: Paß Kara-Agyl (3960 m). 2: Kara-Agyl Tal (3490 m). 3: Klengkol Tal (3070 m). 4: Paß Sugurluk (3785 m). 5: Terek-Masar. 6: Tscharling Tal (2300 m). 7: Sagesandek Mündung (2050 m). 8: Kaisirse Schlucht (1870 m). 9: Tscharling Schlucht. 10: Dörfchen Kuscherah.

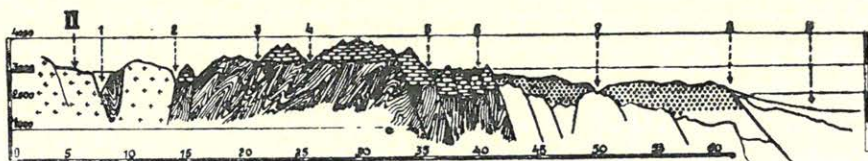


Abb. 110. Ein Querschnitt durch die Tscharling und Tschingen Täler bis zum Rande des Tarim Beckens. — 1: Tscharling Tal (2160 m). 2: Kais Tal (2640 m). 3: Arpalik Tal (3320 m). 4: Khan-Köl (3185 m). 5: Suluk-Köl (2970 m). 6: Kapka Graben. 7: Tschingen-Darja. 8: Die Randverwerfung des Tarim Beckens. 9: Die Oase Asar südl. Kisil (1340 m).

NW zu, in einer Länge von etwa 40 km ein hauptsächlich aus Granitpegmatit bestehendes Grundgebirge von kristallinen Gesteinen ausbreitet. Ich fand hier acht, infolge von Einkeilen anderer Gesteine voneinander getrennte Granitmaßen. Im Norden Gneißgranit, im Süden, in der Nähe des Jarkand-Darja Granitpegmatit (s. Szentpétery: Petrographische Daten aus Zentralasien. Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anst. XXI. 9, Bpest 1915, Gesteine Nr. 118, 121—122, Nachstehend weisen die Bezeichnungen der Ge-



steine auf diese Arbeit.) Die Stelle der zwei Querschnitte zeigt Tafel VII.

Zwischen die südlichen Granitblöcke des Kapka-Gebirges wurden verschiedene Gesteine eingepreßt. Wir kennen diese Gesteine, teilweise bereits aus anderen Gegenden, aus den Mitteilungen von Stoliczka und Bogdanowitsch. Bis jetzt waren in ihnen keine Fossilien zu finden und daher ist ihr Alter noch nicht genau zu bestimmen. Der Tschraling-Fluß fließt, bevor er in den Jarkand-Darja mündet, durch eine schmale Felskluft mit fast vertikalen Wänden. Dieser korridorartige Graben, durch den man nur beim niedrigen Wasserstand gehen kann, entstand infolge der Auswaschung des zwischen der an beiden Seiten emporragenden Granitpegmatitmassen hineingepreßten Kalksteins. (Abb. 109 unter Nr. 9). Die Achse der Kluft liegt in einer Richtung von  $110^\circ$ . In der Nachbarschaft des westlichen Tores der Kluft fand ich mit derselben Streichrichtung eine marmorartige schneeweiße kristalline Kalkstein-Bank, die vertikal gestellt war. Dieselbe fand ich mit etwas abweichender Streichrichtung ( $140^\circ$ ) in einer Entfernung von 12 km in SW-licher Richtung im Tscharling-Tal.

Die zweite Granitpegmatit-Maße, die die Ostwand der Tscharlinger Schlucht bildet, breitet sich weiter gegen Norden aus. In ihr ist der unterste Teil des Kisilto-Tales eingegraben. Etwa 2 km über der Mündung des Kisilto erweitert sich das Tal und hier finden wir in einer Breite von 15 km mit  $80^\circ$  Streichrichtung stark gefaltete, dunkle Tonschiefer. Die Namen Kara-djilga, Kara-dawan usw. beziehen sich offenbar auf die Farbe dieser Schiefer, zu denen die weißen Granitpegmatit-Felstürme einen scharfen Gegensatz bilden. Dieser breite Abschnitt des Kisilto heißt Örtön. In ihm liegen die Tadschik-Oasen, berieselte Felder und Häuser, einer der hierher fließenden Bäche heißt Tügrmen = Mühlbach. Das obere Tor des Örtöns liegt wieder in mächtigen Granitpegmatit-Felsen. Das Tor ist der Ausfluß der Berieselungskanäle, das „Wasserspender“, deshalb ein heiliger Ort; hier befindet sich der Karaska-Masar (Abb. 111).

Die Karaska-Schlucht verdankt seine Entstehung loseren Gesteinen. Sie wird von vertikal gestellten, grünen Metamorphschiefern mit  $140^\circ$  Streichrichtung ausgefüllt. Hinter dem Tor erweitert sich das Tal in den Grünschiefern wieder, nimmt das Bett des Kisilto-Flusses in einer 10 km langen Strecke in sich auf, so daß der Fluß der Streichrichtung der Schiefer folgt. Der fünfte Granitblock folgt in einer Entfernung von 10 km nach oben zu. Aus seinem Tor tritt der Kisilto-Fluß in die Talerweiterung des



Grünschiefers, den unteren Kais. Die Grünschiefer strecken, die Streichrichtung von  $140^\circ$  im allgemeinen behaltend, sich weiter, aber die Schiefer werden hier im Nordwesten von einem Gneißgranitblock begrenzt. Das ist der letzte von kristallinen Gesteinen aufgebaute Berg gegen Norden. Die zusammengepreßten Schiefer können noch am Talboden in einer 12 km langen Luftlinie mit einer Streichrichtung von immer regelmäßig  $100\text{--}110^\circ$  verfolgt werden. In diesem Kokmojnok genannten Teil herrschen glänzend schwarze, in kleine Stäbchen zerfallene Tonschiefer vor. Hier sind die Tonschiefer bereits nur noch am Talboden zu finden. Darüber lagern diskordant jüngere Gesteinstafeln, von welchen später die Rede sein wird.

Der zweite Querschnitt (Abb. 110), der im Tscharling-Tal mit dem ersten in einer Länge von etwa 30 km und einer Entfernung von 5—6 km parallel läuft, zeigt in vieler Beziehung einen ähnlichen Aufbau. Der Bag-Kaisirse-Teil des Tscharling-Tales ist in einer Länge von 20 km in eine Zone von Glimmerschiefern und

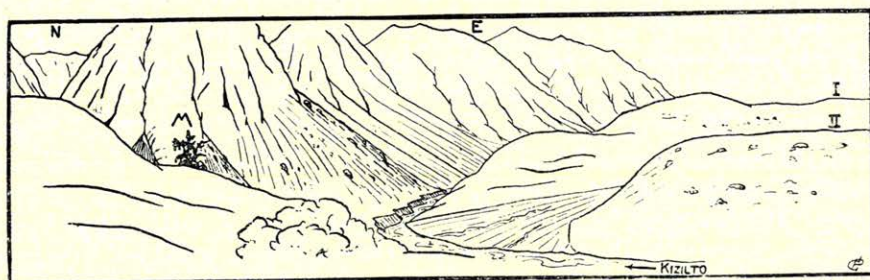


Abb. 111. Die Granitberge des Karaska. M: Karaska-Masar, der heilige Baum. (2250 m). Im Vordergrund die Marillenbäume der kleinen Oase Karaska.

daraus scharf hervorstechendem weißem Marmor eingebettet. Die Streichrichtung dieser Schichten beträgt ziemlich regelmäßig  $110^\circ$ , auch das Tal behält, von kurzen in  $140\text{--}150^\circ$  streichenden Knickungen abgesehen, diese Richtung. Nach oben, bis gegen Bag (diese winzige Oase ist auf den meisten Übersichtskarten zu finden), wird das Tal breiter, dem früher beschriebenen Örtön ähnlich. Hinter Bag liegt aber wieder eine Granitschlucht. In der Orographie des Gebietes kommt die oberflächliche Erscheinung des Granits stark zur Geltung. Das Tal verengt sich zu einem dunklen Tor, es ragen dunkle Felsdome über ihre Umgebung, von hohen Schuttkegeln umringt. Dieses Granitgebirge wird von Gneißgranit aufgebaut (Szentpétery: Nr. 118). Das Gebirge von Bag wird strukturell von einer ganz zerbrochenen und zusammengepreßten Gesteinsmasse gebildet. Die Hauptmasse des Gneiß-



granits wird fortwährend von launenhaft durcheinander geworfenen, grünlichen, phyllithaltigen Sandschiefern unterbrochen. Der Gneißgranit ist auch hier älter als die mit ihm zusammengefalteten Schiefer, wie es sich bei den petrographischen Untersuchungen der Schiefer herausstellte.

Ich fand nördlich von Bag, dicht beieinander, drei mächtige Gneißgranitmassen, welche scheinbar durch solche Streifen voneinander getrennt sind, welche hauptsächlich von glimmerig-sandigen Schiefen und Phylliten aufgebaut sind. Wie bereits erwähnt, fehlt der Gneißgranit auch in diesen nicht, er ist sogar sehr oft in Gestalt von großen Stücken zu finden. Bis die reine Granitmasse schöne anstehende Berggipfel aufbaut, betten sich die Täler in die Streifen der Schiefer ein.

Die im ersten Querschnitt befindliche Granitmasse aus der Gegend von Kais liegt in der östlichen Nachbarschaft des Bager-Gebirges, wie auf der Karte der Tafel VII zu sehen ist und ist damit auch petrographisch identisch. So gelang es mir festzustellen, daß von der Gegend des Karaska-Masar bis zum Jarkand-Darja sich in vier abgesonderten Massen ein Granitpegmatit-Gebirge mit einem Durchmesser von 25 km erhebt, dagegen in der Gegend von Bag und Kais ebenfalls vier, voneinander getrennte Massen mit einem Durchmesser von 10 km vom Gneißgranit aufgebaut werden.

Die zwei kleinen Gruppen sind das kristalline Grundgebirge des Kapka-Gebirges. Ich fand nördlich von ihnen in diesem Gebirge keine kristallinen Gesteine mehr. Zwischen die Granitmassen wurden überall solche, vorwiegend schieferige, Gesteine eingepreßt, die unbedingt viel jünger als jene sind und vor der Faltung die transgressiven Deckschichten der kristallinen Gesteine bildeten. Sämtliche Daten weisen darauf hin, daß sie alle zu den Gesteinen der Kwenlun-Transgression gehören und, wie das aus dem nachstehenden hervorgeht, älter als Karbon sind.

Nördlich von hier besteht der Fuß des Kapka-Gebirges aus präkarbonischen Schiefen und zwar in großer Verbreitung und verhältnismässiger Eintönigkeit. Ich sah diese Schiefer an der Linie des II. (östlichen) geologischen Querschnittes, am obersten Teil des Arpalik-Tales, zwischen den Höhen von 3100 und 3700 m in einer Länge von über 16 km aufgeschlossen. Hier gibt es meistens glänzende schwarze Tonschiefer, im allgemeinen in einer Streichrichtung von  $110^{\circ}$ , gewöhnlich fast oder ganz vertikal aufgestellt. Stellenweise verschwinden sie ganz unter einer jüngeren, diskordant darauf gelagerten Kalksteintafel, die ich später beschreiben



werde. Die gleichmässige Streichrichtung von  $110^{\circ}$  weist darauf hin, daß diese Richtung auch die Achse der Faltung ist, die die Schiefer gefaltet hat. Auch konnte ich feststellen, daß hier eine lange Bruchlinie vorhanden ist, entlang deren das präkarbonische Grundgebirge des Kapka-Gebirges in die Tiefe sank. Daher kommt es, daß auch in der Richtung des Tarim-Beckens, in dem um fast 2000 m tiefer liegenden Tälern, keine älteren Gesteine mehr zu sehen sind. Das Bruchlinien-System hat fast eine N—S Richtung und durchkreuzt das Arpalik-Tal in der Mitte.

Im I. (westlichen) geologischen Querschnitt sind die präkarbonischen Schiefer nördlich vom Bag-Gebirge in einer Länge von wenigstens 50 km zu verfolgen, weil dieses Gebiet innerhalb des großen Arpaliker Bruchliniensystems liegt.

Das Taschkerem-Tal führt nördlich vom Bag-Gebirge zum 3785 m hohen Sugurluk-Paß hinauf. Hier sind in einer Breite von etwa 15 km serizithaltige sandige Schiefer und schwarze Tonschiefer mit einer so komplizierten Struktur zu finden, daß sie nur nach eingehendem Studium zu erklären ist. Die immer ausgezeichnet geschichteten und gut aufgeschlossenen Schiefer sind vom Boden des Tales gegen die Bergwände gut zu sehen. Die verschieden streichenden und einfallenden, meistens nur einen Durchmesser von 100—200 m aufweisenden Blöcke, in die die ursprünglichen Schichten zerfallen sind, erscheinen als eine gigantische Brekzie. Es scheint, als ob der serizithaltige sandige Schiefer und der darauf liegende Tonschiefer zerbröckelt wurde und stufenartig niedersank und der Druck der Faltung die so getrennten Blöcke launenhaft angehäuft hätte. Zwischen diesen, in senkrechter Schichtung angehäuften Blöcken sind Schuttzonen kaum zu sehen. Der obere Teil dieser gigantischen Brekzie ist aber oben abgeschnitten und die Tafeln des dunklen kalkspataderigen Kalksteins lagern ziemlich ruhig darüber. Weiter unten verrät nur der Schutt der meist trockenen Gräben die Kalksteintafeln der höheren Teile, am Sugurluk-Paß aber durchkreuzten wir sie auf unserem Wege.

Unter der Kalksteintafel des Sugurluk-Passes befindet sich in kleiner Entfernung das Kengkol, das westliche Grenztal des Kapka-Gebirges, das in das Tarim-Becken führt. In diesem Tal fand ich die schwarzen Tonschiefer 35 km vom Sugurluk-Paß entfernt; dies beweist, daß das aus den Gesteinen der Kwenlun-Transgression aufgebaute Grundgebirge in dieser Richtung bis zum Rand des Tarim-Beckens reicht.

Das Alter der hier erwähnten Schichten des Grundgebirges



ist unbekannt. Das Alter der auf die nach der großen Zusammenpressung entstandenen denudierten Fläche des Grundgebirges gelagerten Deckschicht konnte etwas näher bestimmt werden. Auf das Grundgebirge lagerte nach seiner Zusammenpressung und Denudation eine neue Gesteinsreihe, welche fast ausschließlich aus Kalksteinschichten besteht. Charakteristisch für das ganze Kapka-Gebirge ist, daß das aus alten Gesteinen zusammengepreßte Grundgebirge nur im Süden (in der Nähe des Jarkand-Darja) und im Westen (in der Nähe des Kengkol), also in tieferem Niveau, aufgeschlossen ist. Hier sind die hohen Berggipfel aus viel weniger gefalteten, stellenweise fast horizontalen Kalksteintafeln aufgebaut. Im Landschaftsbild sind diese jüngeren Kalksteinschichten von den zusammengepreßten Schichten der Kwenlun-Transgression immer scharf getrennt, sodaß ihre Lagerung und tektonische Rolle auch dort abgezeichnet werden kann, wo sie nur aus größerer Entfernung zu sehen sind. Stellenweise sind sie in einen tektonischen Graben gesunken und daher gebogen und zerbröckelt. Aber auch an solchen Stellen verraten sie ihre Gegenwart durch ihre Farbe und ihre Verwitterungsprodukte, besonders aber durch ihre ausgezeichnete Schichtung, schon von weitem.

Das Baumaterial des in Werk Nr. 11 und S. 252 (S. Literaturnachweis i. Jahrb. XXXIII.) dargestellten, bei der Mündung des Tscharling-Flusses emporragenden Granitpegmatit-Berges ist auch am rechten Ufer des Jarkand-Darja zu finden. Ich konnte zwar nicht über den Fluß, aber die Verwitterungsformen und die Farbe der Gesteine ließ darauf folgern. Das Lichtbild auf Seite 254 desselben Werkes stammt von derselben Stelle (Westrand der Kuscherab-Oase) wie das vorige, jedoch mit einer Umdrehung des Apparates um  $90^\circ$ . Im Bilde ist klar zu sehen, daß hier an der Westseite des Toprogart-Tales die Eruptiv-Masse plötzlich von einem gut geschichteten, verhältnismäßig sanft gefaltetem Gestein abgelöst wird. Ich entnahm dem Bilde, daß die Gegend des heutigen Toprogart-Tales längs einer in der Richtung der gegenwärtigen Tscharling-Schlucht ziehenden Bruchlinie in die Tiefe sank und die Granitpegmatit-Masse damit im Zusammenhang darüber fiel.

In der Streichrichtung der Toprogarter Schichten finden wir im Tscharling-Tale auch die weniger gefalteten jüngeren Kalkstein-Schichten diskordant über den schon erwähnten Gesteinen des Grundgebirges gelagert. Rings um die Oase Bag (2160 m) sehen wir am Boden des Tales die zusammengepreßten Massen der Schiefergruppe, die auch den weissen Marmor der Tscharling-Schlucht



enthält, darüber aber sind in den Tälern Kesik (das auf Deasy's Kesik-Dawan führende Tal), Sagesgandek und Titilek sowie an den gegenüber liegenden Bergwänden die flach lagernden Kalksteintafeln schon in einer Höhe von einige hundert Metern zu sehen.

Über dem Tal liegen hier überall in der Höhe die weißgrauen, steilen Wände der Kalksteinbänke. Aus dem niedergefallenen Schutt stellte ich fest, daß er ein weisser Kalkspataderne führender, dunkelgrauer Kalkstein ist, der unserem (guttenstein) Trias-Kalkstein ähnlich ist. 5 km über Bag liegen die Kalksteintafeln schon tiefer, weil der Boden des Tales hier beim Terek-Masar schon in einer Höhe von 2585 m liegt. Über das Verhältnis der Kalksteintafeln zu den darunter liegenden Grundgebirge-Schiefen unterrichtet uns Abb. 112. Letztere sind am Boden des Tales über dem Terek-Masar bis zum Fuß des Sugurluk-Passes bis zu einer Höhe von 3300 m in einer Länge von etwa 9 km noch zu verfol-

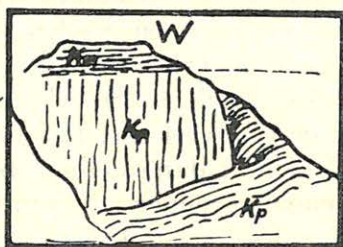


Abb. 112. Eine Bergscholle am Terek-Masar in dem Tscharlung Tal. — Kp: Zerstückelte und zusammengeschobene, stark gepreßte Tonschieferschollen mit wagerechten Karbonalksteintafeln überdeckt (Km).

gen, mit dem Unterschied, daß die Tonschieferschichten gegen Norden schon öfter mit Sandsteinschiefen und sogar mächtigeren Sandsteinbänken abgewechselt lagern. In einer Höhe von 3300 m verschwinden die Gesteine der Schiefergruppe unter der diskordanten Kalksteintafel, sodaß der Sugurluk-Paß (3785 m) und die in der Umgebung liegenden 4000—4500 m hohen Berge alle aus dem erwähnten kalkspataderigen grauen Sandstein aufgebaut sind.

Die große horizontale Verbreitung der jetzt beschriebenen Kalksteintafel weist darauf hin, daß das stark gefaltete und hauptsächlich zerbröckelte Schiefer-Grundgebirge vor der Ablagerung der Kalksteintafel denudiert wurde. Die Ursachen dieses Vorganges sind unbekannt. Die brekzienartige Struktur weist eher auf Senkung hin, woraus auf eine marine Abrasion zu folgern ist. Die Kalksteintafel erscheint nur aus einer größeren Entfernung



betrachtet aus ruhig gelagerten Platten zusammengesetzt zu sein. Als ich am Sugurluk-Paß stundenlang auf der Kalksteintafel herumwanderte, sah ich, daß auch diese von komplizierten Dislokationen getroffen wurde. Am Boden des Tales zeigt ein Block der Ton- und Sandsteinschiefer eine vertikale Schichtung mit  $150^\circ$  Streichrichtung. Darauf liegt an der Westseite des Tales eine Kalksteintafel mit einer Streichrichtung von  $60^\circ$  und  $45^\circ$  Einfallen und an der Ostseite eine in der Richtung von  $0-10^\circ$  streichende und  $80^\circ$  nach Westen fallende Tafel. Dann folgt aufwärts eine kleinere, in  $80^\circ$  streichende Antiklinale, darüber aber maß ich wieder verschiedene Streich- und Einfallrichtungen in den Schichten der Kalksteintafel. Vom hohen Paß gegen das Tscharting-Tal sieht man, daß eine große, weiß zerfallene Kalksteintafel ruhig auf der großen schwarzen Masse des Grundgebirges liegt. Zweifellos bildet der Kalkstein hier eine sehr weit ausgedehnte Transgressionstafel, welche später stark zerbröckelt wurde, seine

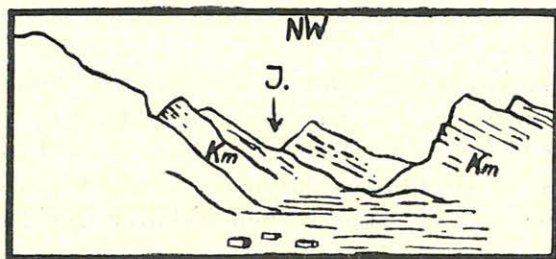


Abb. 115. Die schiefgestellten schieferigen schwarzen unterkarbonischen Kalksteintafeln des Kais Tales, J: Jaschil-Dawan.

vertikale Lage aber nicht verlor, also sein Verhältnis zu dem Grundgebirge nicht wesentlich änderte. Nach der Ablagerung der Kalksteintafel kamen hier nur epirogene Bewegungen neben einer verhältnismäßigen inneren orogenen Ruhe zustande.

Der Beschreibung der jüngeren Deckschichten des ersten Querschnittes muß ich vorangehen lassen, daß uns hier zu einem Vergleich der Tagarma-Kuscherab-Jakkaryk-Querschnitt von Bogdanowitsch zur Verfügung steht. Dieser bezieht sich in einer fast 17 km langen Strecke auf ein mit meinem identisches Gebiet (zwischen Kuscherab und Karaska).

Die 13 km lange Talstrecke im Tal des Kisilto-Flusses, über dem Karaska-Masar, in der Höhe von 2300—2700 m wird Kais genannt. Im breiten Talboden sehen wir in der Höhe von 2700 m einige Winterherbergen (Lehmhütten). Hier ändert sich das Bild des Tales dadurch, daß die Kalksteintafeln vorherrschen. Von der



erwähnten Stelle von Kais gewährt ein breites Tal eine weite Aussicht gegen den Jaschil-Paß, man sieht hier weit und breit nur konkordant lagernde, nach NO unter  $30^\circ$  einfallende Schichten ohne Spuren der Faltung (Abb. 113). Ich muß annehmen, daß diese Schichten aus dem schwarzen, dünnbankigen, stellenweise schieferigen Kalkstein stammen, den ich am Anfang des Tales fand. Hier fand ich keine Fossilien in ihm, aber ich glaube auf Grund der petrographischen Ähnlichkeit annehmen zu dürfen, daß

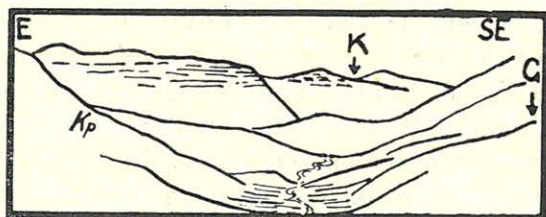


Abb. 114. Das Arpalik Tal von dem Djan-Bulak Paß G. (5605 m) bis zum Kisil-Dawan (K).

er mit dem Kaindawaner und Korumduer Crinoiden-Kalkstein-identisch ist, also aus dem Unterkarbon stammt.

Der 5605 m hohe Djanbulak-Paß führt aus dem Wassersammelgebiet des Kisilto-Flusses durch die Gegend von eintönig welligen Alpenwiesen mit kaum bemerkbarer Steigerung in das

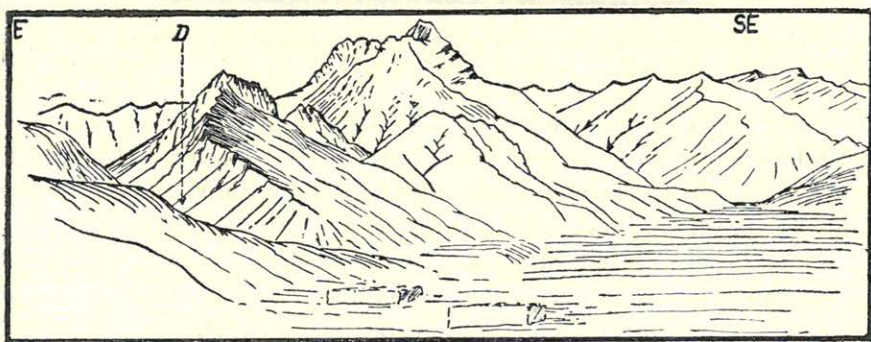


Abb. 115. Das Arpalik Tal und seine Kalksteinberge. Im Vordergrund (5100 m) Kischlaks. D: Das Tal des Düngürek-Bel.

Arpalik-Tal hinüber. Hier machte ich in 5690 m Höhe die kleine Skizze der Abb. 114. In ungefähr derselben Höhe wie dieser Aussichtspunkt liegen in der Gegend des Kisil-Dawan ganz horizontal erscheinende Schichten in großer Verbreitung. Da auch Bogdanowitsch in seinem Querschnitt die Gegend des Kisil-Dawan aus-



Karbon-Kalkstein bestehend zeichnete, ist zu sehen, daß die Kalkstein-Deckschichten sich auch an dieser Seite weit verbreiten. Ich durchkreuzte gegen Norden, von dem Arpalik-Tal ausgehend, ein malerisches Kalksteingebirge. Das Arpalik-Tal ist, wie bereits erwähnt, an dieser Strecke in einem schwarzen Tonschiefer gegraben, aber die Bergwände des Tales werden von hellerem, aus mächtigen Bänken bestehenden Kalkstein aufgebaut, der auf den gewöhnlich vertikalen Schiefern diskordant, mit einem Einfall unter  $45^\circ$  lagert. Als ich durch das nördliche Seitental des Arpalik hinaufstieg, erreichte ich alsbald den Kalkstein. Die Mündung dieses Tales liegt in einer Höhe von 3100 m, der Paß in einer Höhe von 3490 m (nach den späteren Messungen von Lal Singh in 3460 m Höhe). Südöstlich, in der Richtung des Düngürek-bel, sieht man hinter den im Vordergrund leicht zu unterscheidenden,

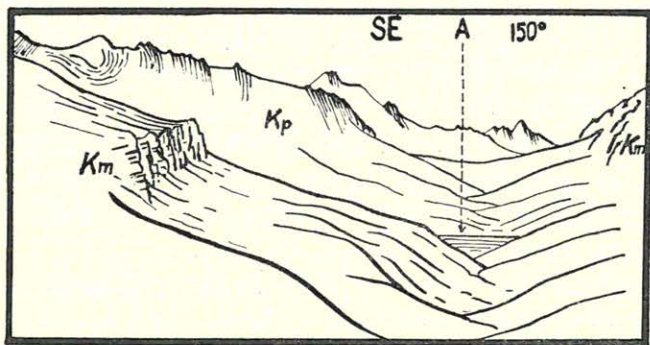


Abb. 116. Das Tal des Düngürek-Bel (3490 m). A: Arpalik Tal. Kp: Schiefer. Km: Karbonkalkstein.

sant nach Osten einfallenden, aus Kalksteinbänken gebildeten Bergen, steile, von schon stark gefalteten dunklen Schiefern aufgebaute Berge. Wenn die Karte Lal Singh's richtig ist, müssen dies die Karakir-Berge sein. In der kleinen Skizze der Abb. 116 ist der tektonische Gegensatz der beiden Gesteine auffallend. Zwischen den beiden Gesteinsmassen muß eine Bruchlinie angenommen werden, die die höhere tektonische Stufe des Karakir-Schiefergebirges von der niedrigeren Stufe des Düngürek-Bel trennt. Heute ist aber kein wesentlicher orographischer Höhenunterschied zwischen ihnen. Mit Hilfe meines Nivellier-Instrumentes bestimmte ich die Höhe der Berggipfel in beiden Gebirgen zwischen 3500 und 3800 m.

Nördlich des Düngürek-Bel kommen ausschließlich Kalksteingebirge vor, über deren Struktur uns das neben Seite 262 des er-



wähnten Werkes Nr. 11 gezeigte Lichtbild unterrichtet. Hier ist im Vordergrund der Kalkstein des Düngürek-Bel mit seinen mächtigen Bänken zu sehen. Darunter erstreckt sich das verkarstete Khanköl-Tal. Das Khanköl ist eines der Schlundlöcher in der verkarsteten Gegend, das von den Kirgisen für menschliche Bauten, für die Zisternen Abdul-Khans, gehalten wird. Im Tal sind zahlreiche Senkungen, Brüche und junge Bergrutschungen zu sehen. Die Berge des Hintergrundes aber zeigen uns, daß das Tal in einer mächtigen Synklinale liegt.

Die vom Düngürekbel herunter führende Kalkstein-Schlucht ist 12 km lang. Ihr oberer Teil ist ein Trockental, aber die Menge des in 3040 m austretenden Wassers weist auf einen unterirdischen Wasserfluß hin. Der Boden des Sulukköl liegt in einer Höhe von 2900 m: er wird von einem kleinen (300 m langen) mit weissem Kalkschutt ausgefüllten Seeboden gebildet, welcher infolge der Bergrutschung entstand. Am Fuß der Bergrutschung kommt das Wasser des Baches wieder zum Vorschein, wir finden daher auch hier die Quellenverehrung der Kirgisen in Form des Aktögö-Masar. Das untere Ende der Schlucht befindet sich in einer Höhe von 2400 m, dort, wo der Ausgang von zwei weiteren größeren Kalksteinschluchten liegt, der des Kapka und des Sögött. Hier erscheint der rote Sandstein. Von diesem roten Sandstein, der in die Gruppe der Hanhai-Schichten gehört, ist bei der Beschreibung des Tarim-Beckens die Rede. Hier möchte ich noch kurz auf das Verhältnis hinweisen, welches zwischen dem roten Sandstein und den aus Karbonkalkstein aufgebauten Randbergen besteht.

Das Kapka-Gebirge sinkt mit großen Stufen gegen das Tarim-Becken ab. An den seitlichen Treppen sind nur noch die von Kalkstein aufgebauten Deckschichten auf der Oberfläche zu finden. Das Grundgebirge verschwindet in großer Tiefe. Die seitlichen Treppen (hier an der nordöstlichen Ecke des Kapka Gebirges bis zu einer Höhe von etwa 2500 m) sind von rotem Hanhai-Sandstein bedeckt. Sonderbar ist, daß hier rings um das Tor der drei Schluchten (Suluk, Kapka, Sögött) der Kalkstein nicht mit einer denudierten, sozusagen peneplainartigen Oberfläche unter den Hanhai-Komplex fällt, sondern im Gegenteil seine launenhaft zerrissenen, durcheinander geworfenen Blöcke vom roten Sandstein bedeckt werden. Abb. 117 zeigt nur sehr unvollständig, daß der Zwischenraum der sehr steilen Kalksteintürme von fast horizontal gelegenen rotem Sandstein ausgefüllt wird. In Wirklichkeit ist das Bild dadurch noch viel bunter, daß die Kalksteinschichten der verschiedenen Türme sehr verschiedene Streich- und Einfall-



richtungen zeigen und so beweisen, daß die Türme nicht durch Erosion sondern durch Zerbröckelung und Verfall zustande kamen. Der Schutt aber ist so frisch, juvenil, und zeigt keine Zeichen der Abtragung, sodaß hier der rote Sandstein für sekundär abgelagert gehalten werden muß.

Der Kalkstein kommt unterhalb der Mündung des Sögött unter dem roten Sandstein, der hier die einzige Bildung zu sein scheint, nur noch einmal, 8 km weiter, an die Oberfläche. Hier bilden die im tieferen Niveau vorkommenden sandigen und kalkigen Schiefer eine steil stehende Bank, die eine Streichrichtung von  $110^\circ$  aufweist.

Wenn man die allgemeine Streichrichtung der Schiefergruppe des Kapka-Gebirges sucht, findet man trotz der infolge großer Zerbröckelung und Aufstückelung zustande gekommenen Störung



Abb. 117. Die hellgrauen Kalkschollen (Km) und die roten Sandsteine (Th) des Sögött Tales, ein Nebental des Tschmingen-Darja in der Höhe v. 2350 m.

im großen und ganzen eine Streichrichtung von  $140^\circ$ . Diese Streichrichtung herrscht auch im Abschnitt Bag-Kajsirse des Tscharling-Tales in einer Länge von etwa 15 km vor. Damit ist auch die Streichrichtung der Kuscheraber Schlucht identisch. Auch im Kais-Karaska-Teil des Kisilto-Tales sind die Schiefer in einer Länge von 5 km in derselben Streichrichtung zu finden. Dieser letztere Abschnitt läuft mit dem ersten genau parallel und wird von ihm in 5 km Breite durch eine Granitpegmatit-Masse getrennt. Wenn wir in Betracht ziehen, daß an den Stellen, wo diese herrschende Streichrichtung nicht zur Geltung kommt (dies ist bei der Hälfte des im Kapka-Gebirge vorhandenen Schiefergebietes der Fall) und es keine andere vorherrschende Streichrichtung sondern nur ein unsystematisches Durcheinander gibt, können wir mit großer Wahrscheinlichkeit behaupten, daß die Grundachse der präkarbonischen Faltung im Kapka-Gebirge NW—SW-lich war.



Nordwestlich vom Kengkol-Tale erhebt sich die Kajrak-Gebirgsgruppe, deren vier Glieder folgende sind: 1. Kismak-Tau zwischen den Tälern Kengkol und Kismak, 2. Gidjek-Tau, zwischen den Tälern Kismak, Gidjek und Karatasch, 3. Pittik-Tau zwischen den Tälern Gidjek, Ordolon, Tschutek und Otrake, 4. Kajrak-Gebirge zwischen dem Ordolon und Tarim-Becken. Ich fand in keinem von diesen kristallines Gestein. Das präkarbonische Grundgebirge wird vollständig von jener Schiefergruppe aufgebaut, in welcher der schwarze Tonschiefer vorherrscht.

Der *Kismak-Tau* ist das zwischen den Kengkol-Merki und Kismak-Tälern liegende 45 km lange Gebirge. Seine höchsten Gipfel sind ca. 4500 m hoch. Die durch das Merki-Tal aufgeschlos-

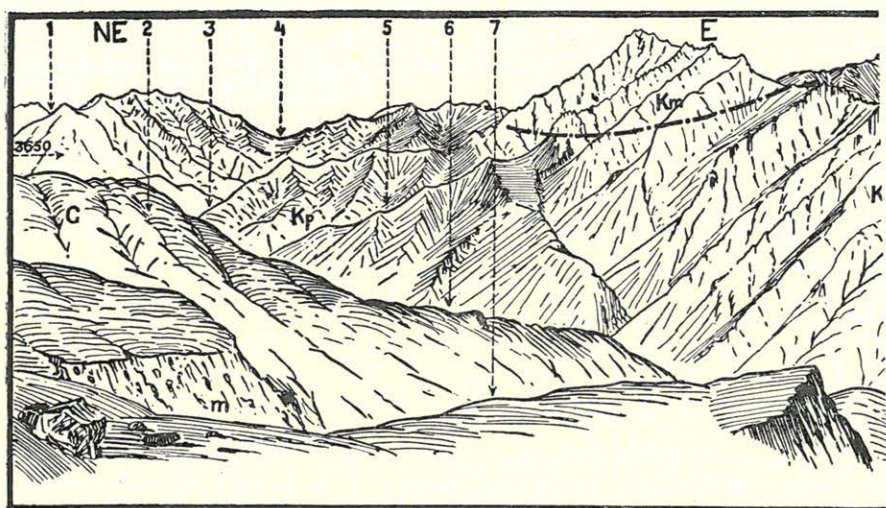
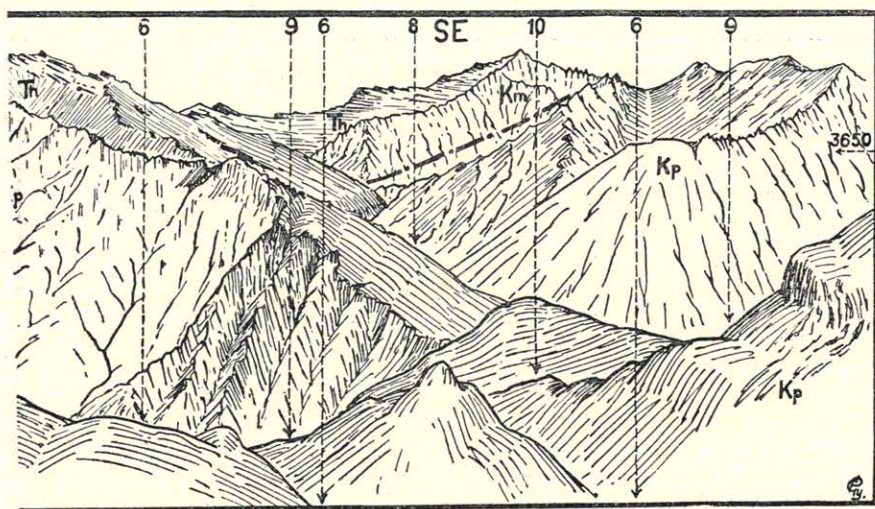


Abb. 118. a-b. Das Gidjek Gebirge. 1: Paß Djaman-Bel. 2: Granitrücken zw. d. Sujok u. Kalmak-Masar Tälern. 3: Kisiltschiren Tal. 4: Paß Gidjek (4025 m). 5: Dschorluk Tal. 6—6: In der Tiefe liegt der Karatasch-Fluß. 7: Sujok Tal. 8: Kandsü od. Kundus Tal. 9—9: Der Merki-Fluß. 10: Ein niedriger Paß, Mojnok genannt, zwischen d. Karatasch und d. Merki. — G: Granit. Kp: Die Schiefergruppe d. Kwenlun-Formation. Km: Karbonkalkstein. Th: Rote Sandsteine der Tibet-Formation.

sene Struktur ist in Abb. 118 a-b zu sehen. Hier ist die Hauptmasse des Gebirges von den stark gefalteten, im allgemeinen vertikalen Schichten des schwarzen Tonschiefers aufgebaut. Der Granit des Sujok-Gebirges ist eine mächtige Intrusion in dieser Schiefermasse und bildet damit eine strukturelle Einheit. Der Gipfel des Grundgebirges scheint denudiert zu sein. Abb 118 a-b verrät, daß auf den abgeschnittenen Gipfeln der vertikalen Schichten der



Schiefer eine Kalksteintafel (Km) liegt. Es ist nicht daran zu zweifeln, daß die von weitem erkennbare weisse Tafel durch die oberkarbonische Transgression auf das gefaltete und abgetragene Grundgebirge kam. Die Kalksteintafel erscheint hier in Gestalt von zwei hohen Bergen (in der Abb. E und SW). Die Tatsache, daß trotz der sanften Neigung des unteren Niveaus der Tafel beide Reste der Tafel in gleicher Höhe (3700 m) liegen, beweist, daß die Masse des Grundgebirges massiv ist. Dieses Grundgebirge hat bestimmt nicht das oberkarbonische Stadium seiner Struktur verloren, wenn es auch eine geringere Zerstückelung erlitten hat. Zwischen den beiden Berggipfeln (E und SE) liegt in einer Breite von mehreren Kilometern eine rote Sandsteintafel. Auch diese



Tafel scheint ungefaltet und unzerbrochen zu sein, obwohl sie steil unter  $20-25^\circ$  gegen Süden einfällt. Aus der Abbildung ist der wesentlichste Zug meiner Beobachtung zu ersehen und zwar, daß aus den Tafeln der oberkarbonischen Transgression Inselberge ausgemeißelt wurden. Der rote Sandstein bedeckte diese Kalksteininseln. Während der großen epirogenen Erhöhung erlitt diese Gegend nur kleinere Brüche. Als Folge der Brüche ist auch die Tafel des roten Sandsteins etwas umgekippt.

Abb. 118 a-b ist für das Gebirge charakteristisch. Die hohen Berge sind im allgemeinen die Reste der oberkarbonischen Kalksteintafel und der roten Sandsteintafel. Die in den sonst sehr hohen, wenig eingegrabenen Scharten befindlichen Pässe, wie z. B. auch der 4095 m hohe Kismak-Paß oder der 4025 m hohe



Gidjek-Paß, befinden sich an den verwitterten Stellen der Tafeln, im Horizont des Grundgebirges. Der Kismak-Tau hat dadurch im großen und ganzen den Charakter eines Tafelgebirges erhalten. Die größte Rolle in seiner Ausbildung spielt der Kalkstein und der rote Sandstein. Daher kommt es auch, daß er keine tektonische Achse besitzt. Das ganze Gebirge ist eine durch Brüche geschnittene Scholle.

Auch andere Gesteine stehen mit den Schiefen des Grundgebirges im Zusammenhang. Im Tale des Kismak-Passes bedeuten in den vertikal stehenden Schichten des schwarzen Tonschiefers kalkspataderiger schieferiger Kalkstein und die 20—50 m mächtigen Blätter des stark glimmerigen Sandsteinschiefers eine Abwechslung. Ich habe beobachtet, daß der Schieferkomplex aus zwei Teilen besteht. Die ältere Gruppe wird dadurch charakterisiert,

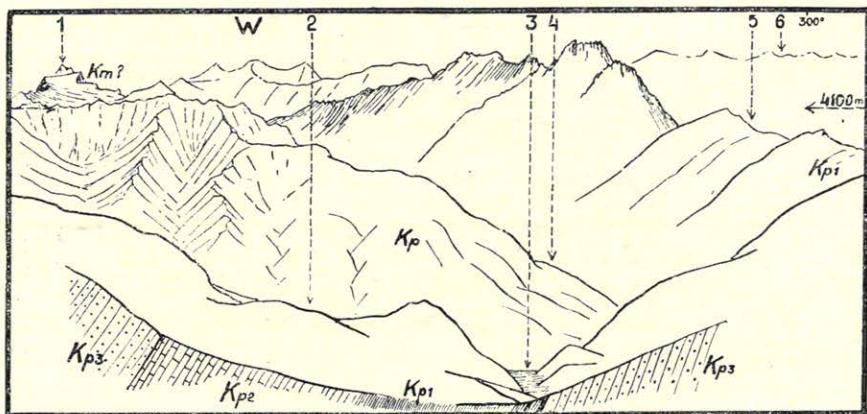


Abb. 119. Kismak Paß (4100 m) und die Ostansicht der Mustagata-Gruppe. 1: Der abgestumpfte Sogott-Berg und hinter ihm der Mustagata (7860 m). 2: Merki Tal. 3: Das westliche Kismak Tal. (Talgrund 3170 m). 4: Sogott Tal. 5: Karatasch Tal. 6: Kungurtübe Gebirge. — Kp<sub>1</sub>: Schwarzer Tonschiefer. Kp<sub>2</sub>: Kalkschiefer. Kp<sub>3</sub>: Glimmerschiefer.

daß in ihr ausschließlich Tonschiefer vorkommt. Im Merki-Tal fand ich trotz sorgfältiger Beobachtung in der 5000 m mächtigen schwarzen Tonschieferserie kein einziges anderes Gestein. Die jüngere Schieferserie aber wird gerade durch Abwechslung charakterisiert, in ihr erscheinen nach oben zu die Schichten des Kalkschiefers und Sandsteinschiefers immer öfter, sodaß schließlich der schwarze Tonschiefer ganz in den Hintergrund rückt, wie in der Höhe des Kismak-Tales (Abb. 119).

Vom Kismak-Paß aus hat man einen ziemlich weiten Blick auf den Schiwakte und Mustagata. Aber weit und breit deutet



nichts auf die Änderung des tektonischen Aufbaus hin. Nach Westen zu werden die Berge immer höher, die Abtragung wird also intensiver. So gibt es auch weniger Tafelberge. Aber der auffallende Tischberg im Hintergrund des Sogot-Tales verrät, daß auch dort über dem Grundgebirge Transgressionstafeln liegen.

Das Querprofil des Kismak-Tau, welches ich zwischen den Merki- und Kengkol-Tälern durch die Kismak- und Karaagil-Pässe zeichnete, eignet sich zur eingehenden Studie der Struktur dieses Gebirges. Hier liegen zwei großen Schollen der Schieferfaltung des Grundgebirges. Die westliche Scholle scheint zwischen dem Karaagil-Bel und dem Kengkol eine Streichrichtung von  $220^\circ$  zu haben und hat diese Lage offenbar schon vor der Ausbildung der Rumpffläche eingenommen. Die Kalksteintafeln der oberkarbonischen Transgression und die darauf gelagerten, überwiegend horizonta-

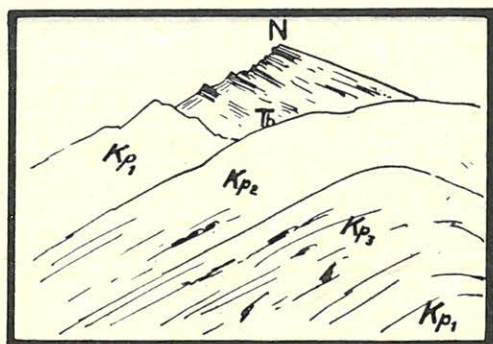


Abb. 120. Das Bild des Kismak Paß. (Kp 1—5 S. Abb. 266). Th. Roter Tibet-Sandstein.

len (also den Namen der Tibeter Transgression unrichtig führenden) Sandsteintafeln lagern auf der Rumpffläche des schon gestörten Grundgebirges. Dann begann der doppelte Prozeß der großen Hebung und östlichen Senkung, die Zerbröckelung, die besonders klar im Querschnitt des Kismak-Tau zur Geltung kommt.

Das Bild des Querschnittes ist wie folgt: An seinem Westende liegt die tektonische Linie des Merki-Tales. Dies ist eine pfeilgerade Bruchlinie, von der ich eine 25 km lange Strecke untersuchte. Die Bruchlinie bildet die Grenze zwischen dem Granit und der Grundfaltung, aber sonst ändert sich die Streichrichtung der Schieferfaltung an der Bruchlinie nicht. Jedenfalls besteht die westliche Seite des Merki-Tales aus schwarzem Tonschiefer. Diese westliche Seite ist ein niedriger schmaler Grat, der



die Bruchlinie seiner Länge nach begleitet und der wie ein langer Damm aussieht. Die Kirgisen nennen ihn Mojnok. Die vom Westen her fließenden Flüsse stossen an diesen Damm, werden durch ihn gegen Norden abgelenkt und durchbrechen den Damm in Schluchten. Dies geschieht im Falle des Karatasch und des Sogot. Es ist anzunehmen, daß der Mojnok von der auf der Bruchlinie liegenden Verwerfung gebildet wird.

Die östliche Seite des Merki-Tales ist ein 800 m hoher steiler Hang; wenn wir durch ihn auf den Kismak-Paß gelangen, sehen wir vor uns einen breiten, aber stark gegliederten Berggipfel. Nördlich vom Paß ragt ein 4400 m hoher Gipfel empor, der aus der gegen Osten einfallenden Tafel des roten Sandsteins ausgegraben ist (Abb. 120). Der schwarze Schotter des Schiefergebirges, die weissen Felsen der Kalksteingebirge und die Berge des roten

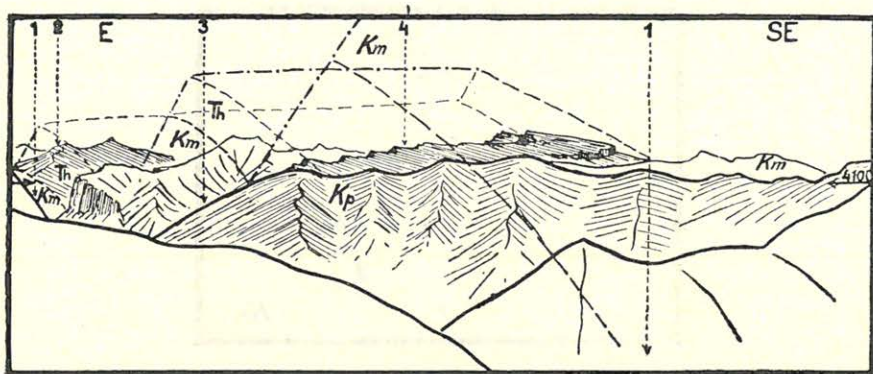


Abb. 121. Die Stufenschollen des Kismak Gebirges. Aussichtsp.: Der Kismak Paß. 1—1: Das östliche Kismak Tal. 2: Sarimiles Tal. 3: Kogele-Tschunkur Tal. 4: Kara-Agyl Paß.

Sandsteins unterscheiden sich durch ihre Farben so scharf, daß ich die in Abb. 121 dargestellte Tafelschollenstruktur mit einer gewissen Sicherheit annehmen konnte. Die Tafeln sind so vollständige Bruchstücke, daß das junge Alter der Ausbildung der Bruchstruktur nicht zu bezweifeln ist. Auch hier müssen wir annehmen, daß die epirogene Hebung kaum älter als das Ende des Tertiärs ist, denn der rote Sandstein zerfällt so leicht, daß seine Tafeln in dieser Höhe nicht sehr alt sein können.

Auch das System der Bruchlinien läßt sich nicht schwer erkennen. Der Kismak-Tau erhob sich aus seiner Umgebung zwischen zwei nicht ganz parallelen, sondern sich gegen Osten einander nähernden Bruchlinien. Diese bildeten mit der Bruchlinie des



Merki-Tales ein unregelmässiges Dreieck. Das Grundgebirge zerfiel innerhalb des Dreieckes an den nordwestlich und südwestlich streichenden Bruchlinien entlang in kleinere Schollen, aber die Bewegungen waren nicht bedeutend. Deshalb sind am Gipfel die gestörten Tafeln des oberkarbonischen Kalksteins und roten Sandsteins abwechselnd zu sehen, dagegen sind die stark gefalteten Schiefer des Grundgebirges darunter, in den Tälern, zu finden. Die Schollen zeigen an den nordwestlichen Brüchen entlang eine gegen Nordosten abfallende stufenartige Struktur. Die Stufen sind dünne Segmente und erscheinen im Landschaftsbild als sehr steile Felswände. Der Kismak-Bach durchbricht die Treppen in Schluchten. Unter dem Kismak-Paß liegt östlich der breite Taltrog Kogeletschunkur auf dem Grundgebirge. Dieser Taltrog wird südlich von den Felswänden der Kalksteintafel begrenzt. In 5500 m Höhe mündet dieser Trog in eine Kalksteinschlucht, welche die erste Treppe durchschneidet. Die Schlucht ist eine Spalte in der gegen SW einfallenden Tafel.

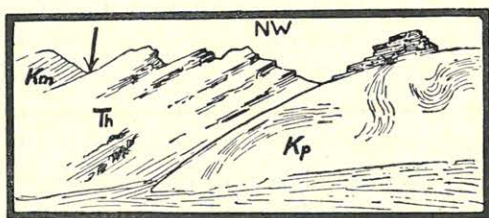


Abb. 122. Die Schuppenstruktur am Talgrund des östl. Kismark Tals.

Sobald der Bach aus der Schlucht tritt, erreicht er eine Bruchlinie. Dort befindet sich die Oberfläche der zweiten Stufe. Auf dieser Stufe aber besteht die Deckschicht aus rotem Sandstein, welcher unmittelbar auf dem Grundgebirge lagert (Abb. 122). Es scheint, als ob die Oberkarbontafel zur Zeit der Ablagerung des Rotsandsteins schon sehr zerfetzt gewesen ist. Ich muß auch an dieser Stelle betonen, daß der Rotsandstein das jüngste Gestein des Gebirges ist, wenn ich sein Alter auch nicht genau bestimmen kann. Ich bezeichne diesen Rotsandstein in meinen Abbildungen nicht mit H sondern mit Th mit Bezug auf die Bogdanowit'sche Erklärung der Tibeter Transgression, darf aber nicht verschweigen, daß ich ihn ohne diese Erklärung kaum von den gewöhnlichen Hanhai-Schichten unterscheiden könnte. Ich habe beobachtet, daß die unteren Schichten des Rotsandsteins grünlich-grau, stellenweise auch schieferig sind. Vielleicht reicht ihr Alter



ins Mesozoikum zurück und vielleicht entstanden ihre älteren Schichten tatsächlich als geographische Variation der Angara-Schichten, ich habe aber keinen Beweis dafür.

In der Höhe von 3150 m des Kismark-Tales (Aussichtspunkt der Abb. 122) folgt eine neue Treppe. Der Talboden ist hier breiter und durchschneidet die Faltung der schwarzen Kalkschiefer (Gestein Nr. 2—115) und der sandig-kalkigen grünen Schiefer des Grundgebirges. Die Reste der Rotsandsteintafeln sind hier nur noch in der Höhe und in der Ferne zu sehen. In diese Stufe hat auch der Begdyurtu-Bach sein Bett eingegraben, welchen ich bis zum Karaagil-Paß verfolgte. Von diesem 3960 m hohen Paß konnte ich die östliche Hälfte des Kismak-tau zum zweiten Mal überblicken (Taf. I.). Die Aussicht von hier bietet uns nicht nur ein interessantes Bild von der Rumpffläche, sondern sie verrät auch mehr von der Struktur als viele lange Wege durch den Boden der Täler.

Der Karaagil-Bel ist ein ziemlich breites Plateau, seine Rotsandsteintafel lagert beinahe horizontal. Ich zeichnete hier ein Rundpanorama, an dessen Vollständigkeit nur ein Segment, das westliche fehlt weil der Karaagil-Bel vom Westen aus von einer normalen geraden hohen Felswand begrenzt wird. Diese füllt das westliche Segment aus, es ist nichts wichtiges darüber aufzuzeichnen. Die Felswand bildet die Stirnwand jener oberkarbonischen Kalksteintafel, welche von der Schlucht des Kismak-Baches mit ihrer 3500—3300 m hohen Talsohlenlinie durchschnitten wird. Die Kalksteintafel fällt in der Richtung von  $220^{\circ}$  unter etwa  $30^{\circ}$ — $40^{\circ}$  ein, ihre mächtigen Schichtköpfe wenden sich der Richtung des Karaagil-Bel zu. Die Felswand streicht in Richtung  $290^{\circ}$ , sie durchschneidet die Tafel etwas schief. Der Abbruch wird durch den 8—10 km langen Zug der Felswand bewiesen. Die Rotsandsteintafel des Karaagil-Bel ist trotz der scheinbar ruhigen Lagerung und dem geringen südwestlichen Einfall gegenüber dieser Felswand als eine gesunkene Scholle zu betrachten. Dies kann man sich auch nicht anders vorstellen, denn die über 100 m mächtige Sandsteintafel lehnt sich auch hier, wie im Kismak-Tal, an die Kalksteintafel, wenn sie auch vom Süden her von der vorher erwähnten Kalksteintafel umringt wird.

Die Rotsandsteintafel des Karaagil-Bel ist sehr breit, sie umringt das ganze Begdjurtu-Tal. Das Begdjurtu-Tal ist ein Graben, der in der Rotsandsteintafel entstand und sich dann weiter vertiefend, das am Grund der Sandsteintafel liegende schwarze Tonschiefer-Grundgebirge tief aufschloß. Die Rotsandsteintafel



verbreitet sich weiter gegen Norden, ganz bis zum mächtigen burgruinenartigen, von Schnee bedeckten Felsenberg des *Pittik-Tau*, also bis in eine Entfernung von 30—35 km, ohne, von den eingesunkenen kleineren Schollen abgesehen, von ihrer Höhe wesentlich zu verlieren. Man hat es hier also mit einem Leithorizont zu tun. Ihm gegenüber zeigt sich der oberkarbonische Kalkstein in verstreuten Schollen von sehr verschiedener Höhe. Sie bilden wirkliche Klippen, welche aus dem Rotsandstein emporragen. Deshalb ist anzunehmen, daß die Kalksteinklippen und Tafeln solche Schollen sind, welche die aufgehobenen Stücke der auseinander gefallenen Rotsandsteintafel bilden. Da diese die höchsten Berge waren, ging die darauf liegende Rotsandsteintafel schon infolge ihrer Mürbheit seitdem zugrunde. Dadurch wird klar, daß in großer Höhe auf den Bergspitzen, eine ruhige und einfache Tektonik, in den tiefen Tälern dagegen eine sehr unruhige Struktur zu sehen ist. Tatsächlich scheint es, als ob die am Ende des Tertiärs aufgehobene Oberfläche in zwei Prozessen zugrunde ging. Der eine war der Einschnitt der Flüsse, der andere die Zerbröckelung, letztere streute die Senkungen und auch die schon ausgebildeten Täler mit kleineren und größeren Schollen voll. Die beiden Prozesse hängen so eng zusammen, daß die Gräben und Täler alle an Brüchen entstanden sind. Deshalb bestehen sie aus den Abschnitten starrer, gebrochener Linien und sind an rechtwinkligen Wendungen reich.

Das südliche, in den Kengkol ablaufende Tal des Karaagil-Bel hat das Grundgebirge gut aufgeschlossen. In diesem Tale liegt die Rotsandsteintafel wieder unmittelbar über der schwarzen Ton-schiefer-Faltung. Die oberkarbonische Kalksteintafel fehlt also auch hier in der Schichtserie. Das Grundgebirge besteht im Süd-tal des Karaagil nicht nur aus einer Reihe von Schollen, wie sich dies auch aus der Struktur ergibt, sondern es finden sich in ihm auch stark erodierte Felswände. In 3550 m Höhe steht sogar ziemlich dicht unter dem unteren Horizont des Rotsandsteins ein malerischer Schieferturm.

In der südlichen Nachbarschaft des Kismak-Tau, also auf der anderen Seite des Kengkol, spielt der aderige dunkelgraue, stellenweise fast schwarze dickbankige Karbonkalkstein dieselbe landschaftbildende Rolle wie der Rotsandstein im Kismak-Tau. Der Sugurluk-Bel ist um 200 m niedriger als der Karaagil-Bel. Über 3300 m liegt aber bis zur Spitze des Sugurluk-Bel (3785 m) die mächtige Tafel dieses Sandsteins. Zwar ist der Gipfel des Sugurluk-Bel breit und ziemlich flach, scheinbar existieren hier auch noch die Spuren der alten Rumpffläche, aber rings herum befinden sich



höhere, von eisgegrabenen Nischentälern gezierte und von Schnee bedeckte felsige Berge. Die Täler sind aber auch im Norden und im Süden in der zerstückelten bröckeligen Tafel des Kalksteins eingegraben. Dies sind breite, von den Klippen und Felswänden des Kalksteins umrahmte Täler.

Die Täler schließen auch hier das Grundgebirge auf, besonders seine jüngeren Schichten, die grauen, grünen, glimmerigen Sandsteinschiefer. Diese Schiefer sind natürlich den Angara-Schiefern sehr ähnlich, von denen sie im allgemeinen ohne petrographische Untersuchung schwer zu unterscheiden sind. Der Hauptunterschied besteht wahrscheinlich im Kalkgehalt, weil die Angara-Schiefer von Salzsäure stark aufbrausen, die Devon-Schiefer aber selten. Die Sugurluker Kalksteintafel ist nicht nur stark zerbröckelt, sondern stellenweise auch gefaltet. Diese Faltung aber kann nur mit Verwerfungs-Flexuren im Zusammenhang stehen, weil ihre Tafeln im allgemeinen vollkommen heil sind und sogar an großen Flecken fast horizontal liegen. Die Tatsache, daß auf der gegen dem Kengkol abfallenden Seite in der Tiefe Rotsandstein-Schollen, im südlichen Koschötök-Tal aber die als das Liegende des Rotsandsteins bekannten feinen, pyrithaltigen dunkelgrauen (schwarzen) Sandstein-Schollen liegen, weist darauf hin, daß die gegenwärtige Talbildung durch Brüche und Senkungen zustande kam und daß die Deckschichten der Kalksteintafel auch von diesen Senkungen in einzelnen Stücken bewahrt worden sind. Der schwarze Sandstein (Gestein Nr. 2—117) gehört vielleicht schon zu den Angara-Schichten.

Im Landschaftsbild der Berge, die in der nördlichen Nachbarschaft des Kismak-Tau liegen, kommen die W—O-lich ablaufenden Linien deutlich zur Geltung. Stein gab die Höhe von zwei hinter dem Koxsel-Gletscher liegenden Bergriesen an. Der eine ist der Kisilsel, 7280 m hoch, der andere der Shivakte, 6940 m hoch. Zwischen den beiden Bergriesen muß ein gewaltiger Gletscher liegen, den zwar noch niemand gesehen hat, wir wissen aber, daß von beiden Bergriesen sich ansehnliche Bergketten gegen Osten hinziehen. Die Bergketten sind 35 km lang und bis an ihr Ende vereist; zwischen ihnen fließt der Tschimngen-Darja, ein wasserreicher, also von großen Gletschern gespeister Fluß. Ebenso lang und wasserreich ist der südliche Nachbar des Tschimngen-Darja, der parallel ablaufende Karatasch-Fluß. Der Karatasch liegt an der südlichen Seite des Shivakte-Grates. Weiter gegen Osten ziehen sich in derselben Linie und Richtung, in der Fortsetzung des Tschimngen-Darja, das Kisiltschiken-Gidjek-Tal und in der Fortsetzung des



Karatasch das früher erwähnte Kismak-Tal hin. Zwischen diesen zwei Tälern liegt der 35 km lange Grat des Gidjek-Tau.

Der *Gidjek-Tau* ist die orographische Fortsetzung des Shivakte-Grates. Vom strukturellen Gesichtspunkte aus bilden beide zusammen eine Einheit, aber der 70 km lange Grat wird von einer tiefen Spalte in zwei Flügeln getrennt. Diese Spalte ist der beschriebene Graben des Merki bezw. das nördliche zeitweise unbegangbare Felstor oder die Schlucht dieses Grabens. Im Juli 1909 konnte ich in diese Suget-Tar-Schlucht nicht eindringen, weil ich den Tschingen-Darja nicht durchqueren konnte. Infolge seiner großen Wassermenge mußte ich einen Umweg von 70 km machen und zwei 4000 m hohe Pässe besteigen.

Zwischen den Mündungen des Suget-Tar und Karatasch ist das

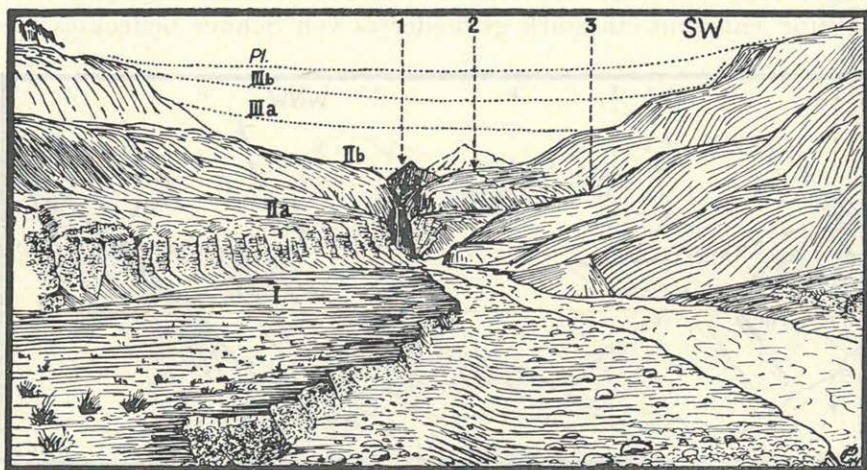


Abb. 123. Der Kok-Mojnok, ein Tonschiefer Riegel an der Vereinigung der Flüsse Merki und Karatasch. Aussichtsp.: 2900 m. 1: Der Durchbruch des Riegels, die kleine Schlucht des vereinigten Merki-Karatasch. 2: Der Saumweg über den Kok-Mojnok. 3: Kalmak-Masar Tal. — Pl: Die vermutliche altdiuviale Grundfläche. III b und III a: Die Trogtal-Querschnitte der älteren (Akkija-) Eiszeit. II b: Das Trogtal des jungeszeitlichen Gletschers (Burkhan-Z.) II a: Jungdiluviale fluvioglaz. Terrasse. I: Altalluviale Terrasse.

Merki-Tal sehr ausgedehnt. Breite, sehr hohe Terrassen liegen darin. Die Höhe der in Abb. 123 mit Pl bezeichneten höchsten Terrasse bestimmte ich mit 3310 m, was vom Fluß an gerechnet eine Höhe von rund 300 m bedeutet. Ähnlich ist die Höhe des in der mittleren Linie des Merki-Tales liegenden Felsgrates Kok-Mojnok, von welchem schon die Rede war. Die Mündung des Karatasch befindet sich in der nächsten Schlucht (Karatasch-Schlucht). Der breite Talabschnitt zwischen den beiden Schluchten scheint eine



tektonische Senkung zu sein. Diese Senkung wurde von Schotter ausgefüllt, aus dem der Merki fünf Terrassen erodierte. Aber auch in diesem Talabschnitt sehen wir auf beiden Seiten die Faltung des vertikal gestellten schwarzen Tonschiefers.

Ich schlug mein Lager in der Nähe der Karatasch-Schlucht in einem durch Eis ausgehobelten Zirkus-Tal auf, dessen Sohle in einer Höhe von 3650 m lag. Das Tal wurde Sujok genannt. Hier liegt der schöne Aufschluß der in der Faltung des Grundgebirges befindlichen großen Granit-Scholle, die in Abb. 124 zu sehen ist. Da das devonische Alter der schwarzen Tonschiefer kaum abzuleugnen ist, muß der Granit älter sein als diese. Die Rumpffläche ist hier sehr hoch gehoben und so ist es zu verstehen, daß der Rot-sandstein sowie auch die Tafel des Karbonkalksteins schon vor langer Zeit von hier abgetragen wurde. Aus der abgeschorenen Faltung entstand ein stark gegliedertes von Schnee bedecktes Ge-

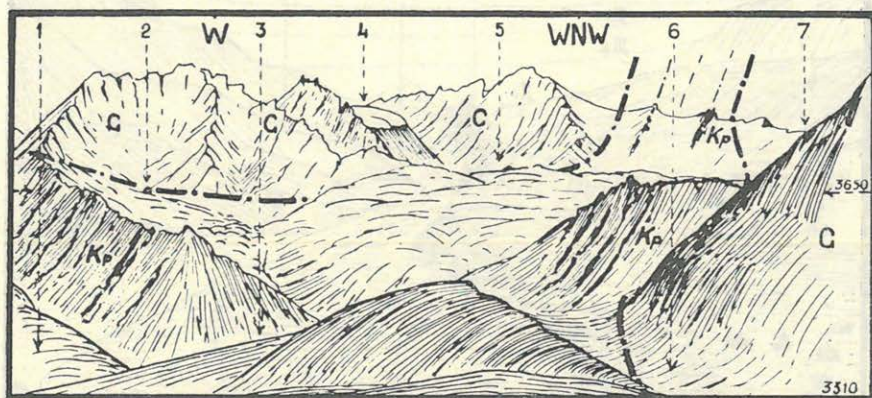


Abb. 124. Das weite Zirkus-Tal des Sujok westlich über dem Kok-Mojnok. 1: Pliozäne-altdiuviale Talgrundfläche des Karatasch. (S. Abb. 271: W). 2: Das Jurt (Aul) des Verf. am 21—22. VI. 1909. 3: Sujok Tal. 4: Sujok Gletscher 5. Sujok Tal. 6: Ein Trogtal des Burkhan-zeitlichen Gletschers. 7: Hinter d. Bergkamm das Kalmak-Masar Tal. — G: Granit. Kp: Kwenlun-Schiefer. Das Zirkus-Tal ist von Grundmoränen halb ausgefüllt.

birge. Die große Masse der Moränen der Burkhan-Vereisung und deren Verbreitung fast bis zum Talboden des Merki weisen ebenfalls auf ein sehr hohes Gebirge hin.

Östlich vom Granit-Block im Sujok-Tal führt der Weg auf den Gidjek-Paß (4025 m) durch das Kisiltschiken-Tal. Die schwarzen Tonschiefer des Grundgebirges sind hier fast bis zum Ende vertikal gefaltet mit einer W—O-lichen Streichrichtung. Nur an der Südseite des Tales gibt es kleinere Schieferschollen. Ihr unregel-



mäßiger Einfall verrät, daß diese durch ganz junge Einbrüche zustande kamen. Am Gidjek-Paß sind noch wenige Überreste einer grünlichen brekzienhaltigen Sandsteintafel zu sehen. Dieses Gestein kann nur ein Vertreter der aus den unteren Horizonten der Tibeter roten Sandsteintafel bekannten Schichten sein. Es liegt fast horizontal über den vertikalen Schichten des Tonschiefers. Weiter oben in der Höhe liegt wahrscheinlich die mächtige Serie vom Rot-sandstein, da die Bäche viel roten Sand von dort herunterführen. Daher stammt auch der Name Kisil, d. h. „rot“ des Tales.

Das Gidjek-Tal beginnt mit dem breiten Kessel der sich an der Ostseite des Passes verzweigenden Nebentäler, aber vom Paß aus kann man über den die Nebentäler trennenden Grat schon frei bis zum Tarim-Becken sehen. In dieser Richtung sind nur wenige Berge höher als der Paß und das Gidjek-Tal läuft fast gerade bis zum Ausgang des Kengkol. Dieses gerade Tal liegt wieder in der Streichrichtung der vertikal gefalteten Schiefer des Grundgebirges. Es konnte festgestellt werden, daß auch dieses Tal seinen Platz und seine Gestalt einer Bruchlinie verdankt. Der Bruch wird auch hier von starken Schichtstörungen verraten. Besonders der untere Teil des Tales ist an zerbrochenen und verworfenen kleinen Schollen reich, was im Landschaftsbild durch abwechslungsreiche Felsen zum Ausdruck kommt. In einer meiner früheren Abhandlungen (S. Literaturnachweis i. Jahrb. XXXIII. Nr. 13) betrachtete ich den hier gefundenen grünen brekzienhaltigen Sandstein als ein Glied des Grundgebirges (Gestein Nr. 2—112). Nach der späteren petrographischen Untersuchung aber, die auch durch den Vergleich mit den Querschnitten von mehr entfernt liegenden Gebieten bestätigt wurde, gehört dieses Gestein zu den Deckschichten. Die Gestalt der über dem Gidjek-Tal liegenden Felsen weist an mehreren Stellen darauf hin, daß auf den Berggipfeln früher das ganze Gebiet von dem Tibeter-oder Angara-Sandstein einheitlich bedeckt wurde.

Die Bruchlinie im Gidjek-Tal bildet die südliche Grenze des *Pittik-Tau*. Dieser nördliche Nachbar des verhältnismäßig niedrigen abgesunkenen Gidjek-Tau ist, obwohl er am Rand des Tarim-Beckens liegt, viel höher. In seiner Mitte ragt eine Scholle stark über ihre Umgebung hervor, deren Höhe nur wenig unter 5000 m bleibt. Deshalb sind an seiner Nordseite ansehnliche Gletscher zu sehen. Die Berge der Südecke des Pittik-Tau, die über dem Kisiltschiken und Suget-Tar liegen, zeigen die Struktur stark gegliederter verworfener Schollen. Die in Abb. 125 dargestellte Struktur zeigt eine Grabensenke (zwischen den zwei Querschnitten). Sie bildet die Ergänzung der großen Bruchlinie des Merki-Tales. Der Ein-



sturz wird in der Grabensenke nicht nur durch die tief eingestürzte und deshalb auch heute bestehende Tafel des Tibeter Sandsteins bewiesen, sondern auch dadurch, daß diese Sandsteintafel eine sanft gewellte Faltung erlitt, was auf der sonst ungefalteten Tafel stark auffällt. Die geologische Struktur des Gidjek-Tales beweist zweifelsohne, daß auch die Grundmasse des Pittik-Tau aus den zum Devon gehörenden schwarzen Tonschiefern besteht.

Das Grundgebirge des Pittik-Tau konnte in dem vom vorher erwähnten, mit Schnee bedeckten, felsigen Berg gegen Westen hinunterführenden Otrake-Tal und im gegen Osten hinunterführenden Ordolon-Tal erforscht werden. Die großen Gletscher der felsigen Schneeberge des Pittik-Tau werden auch vom Ordolon verraten, da im Juli 1909 seine große Wassermenge unseren Weg fast versperrte.

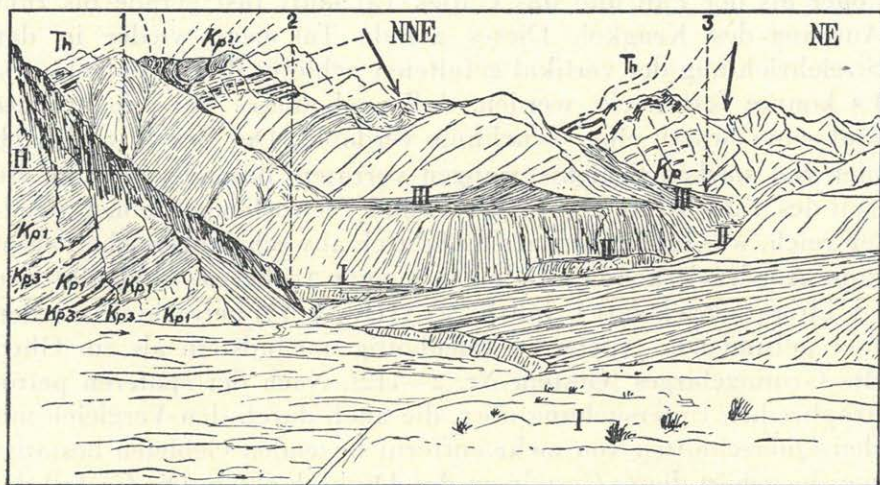


Abb. 125. Das Kasil-Tschirken Tal an der Südseite des Pittik-Tau. 1: Die Schlucht des Tschimgen-Darja (des vereinigten Merki und Karatsch). 2: Die Mündung des Kasil-Tschirken. 3: Djaman Tal, ein Nebental des Kasil-Tschirken. In der Richtung NE der Weg zum Paß Gidjek. — Kp<sub>1</sub>: Schwarzer Tonschiefer. Kp<sub>2</sub>: Sandsteinschiefer. Kp<sub>3</sub>: Kristallkörnige Kalklager. Th: Tibet-Sandstein. Die Pfeile deuten auf die Verwerfungen der Stufenschollen hin. I—III: Diluv. Terrassen. Im Vordergrund der Tschimgen-Darja.

Der Ordolon fließt in einer Höhe von 2080 m in den Kengkol. In der Nähe der Mündung befindet sich der Kitschik-Karaul, in der Richtung des Tarim-Beckens das kaum 6 km lange Igisjar-Tal. Aus diesem fließt der Kengkol in das Tarim-Becken. In einer Höhe von 1600 m wird sein Wasser in Berieselungskanälen aufgefangen. Östlich vom Kitschik-Karaul befinden sich nur niedrige Berge, kahle felsige Hügel. Zwischen ihnen fällt das trockene Tal Muk-



Terek gegen den Kengkol ab. Die Faltung des schwarzen Tonschiefers hat hier eine Antiklinale von  $260-80^{\circ}$  Streichrichtung, welche quer vom schluchtartigen Graben des Kengkols durchschnitten wird. Der Tonschiefer wechselt auch hier wie im Gidjek-Tal oft mit grünlichen Phyllit-Schichten ab. Die Tonschiefer-Faltung ist bis zur Mündung des Atschik-Su, also bis zum 2600 m hohen Punkt des Ordolon-Tales zu verfolgen. Ich konnte aber in dieser Talstrecke wenig erkennen, da es schon dämmerte.

Ring um die Mündung des Atschik-Su sind die breiten Tafeln der jüngeren Deckschichten zu finden. Hier ist also das Grundgebirge ziemlich tief eingesunken.

An der Westseite des Pittik-Tau, im Otrake-Tal, scheint das Grundgebirge einheitlich aus Serizitschiefern zu bestehen. Das

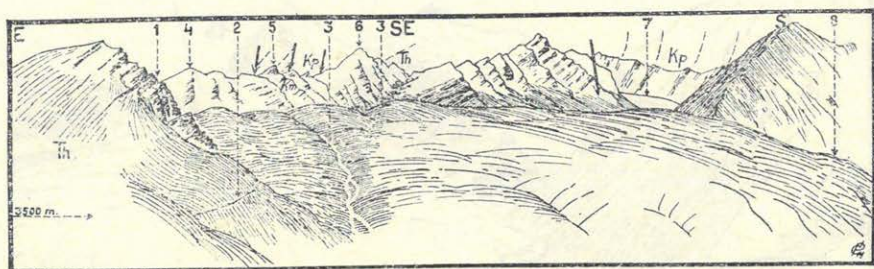


Abb. 126. Das Antlitz des Pittik-Tau. Im Vordergrund der Paß Köldüüm-Bel (3500 m). 1: Terek-Ketschü Hochfläche. 2: Der Saumweg nach dem Terek-Ketschü und dem Kisil-Bel. 3—3: Das Tal und der Bach des östlichen Pittik-Gletschers. 4—5—6: Berge, an der Abb. 275 a—b mit den gleichen Ziffern gezeichnet. 7: Der westliche Pittik-Gletscher. 8: Westl. Pittik-Bach. — Kp: Kwenlun-Schiefer. Km: Karbonalkalkstein. Th: Tibet-Sandstein. Die Pfeile deuten die Hauptverwerfungen, und zwar die eingesunkenen Schollen zwischen den beiden Hochgebliebenen an. In der Mitte des Bildes weite Grundmoränen der Burkhan-Zeit.

Gestein (Nr. 2—107) zeigt im allgemeinen eine westliche Streich- und eine nördliche Fallrichtung. Es wurde in kleinere Schollen zerrissen. Das junge Alter des Aufbruches wird dadurch bewiesen, daß diese Bruchstruktur einen unmittelbaren Einfluß auf die Orographie ausübt. Stellenweise machen steilere Bergwände und sogar Felswände das Landschaftsbild abwechslungsreicher; diese stellen umgekippte Schollen dar. In einer Höhe von 2950 m befindet sich der heilige Ort Artscha-Masar. Nicht viel weiter oben finden wir eine auf die abgeschorene Fläche des Grundgebirges gelagerte graue, aus mächtigen Bänken bestehende, stark kalkhaltige Sandsteintafel, die im ganzen ungefaltete, jedoch in kleinere Stücke zerbrochen und infolgedessen unregelmäßig verworfen ist. Von hier



streckt sich diese Sandsteintafel bis zur Mündung des Atschik-Su im Ordolon-Tal in einer Breite von etwa 20 km aus.

Als ich aus dem Otrake-Tal auf den Költüsdüm-Bel (3934 m) gelangte, fand ich einen breiten Bergrücken vor mir. Im Hintergrund liegen in südöstlicher Richtung felsige Schneeberge und Gletscher (Abb. 126). Die Bäche der Pittik-Gletscher laufen in südlicher Richtung auf einem breiten Moränenfeld ab. Der Schollen-Charakter der Struktur der felsigen Schneeberge kommt deutlich zum Ausdruck. Falls mich die charakteristischen Farben und Verwitterungserscheinungen der einzelnen Gesteinsgruppen nicht irre geführt haben, konnte ich folgendes feststellen. Am Aufbau

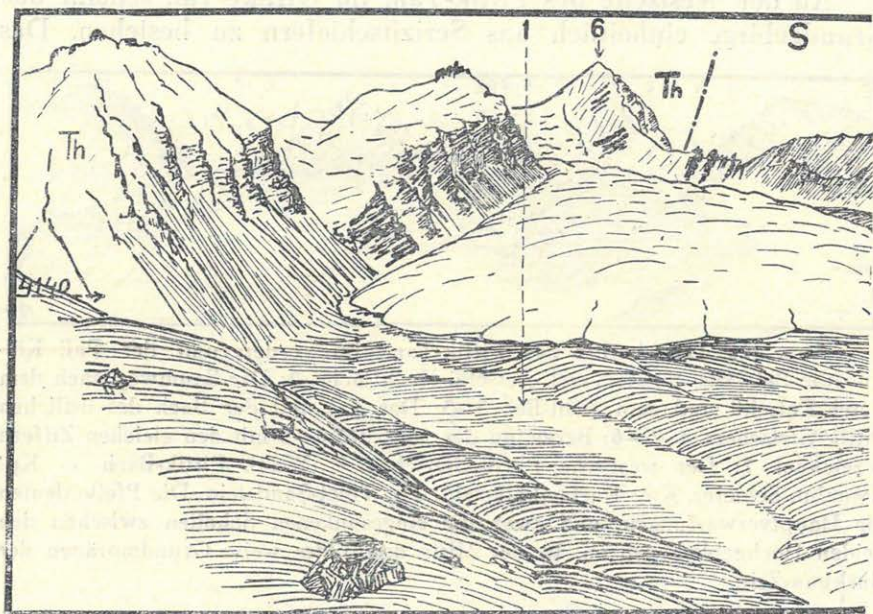


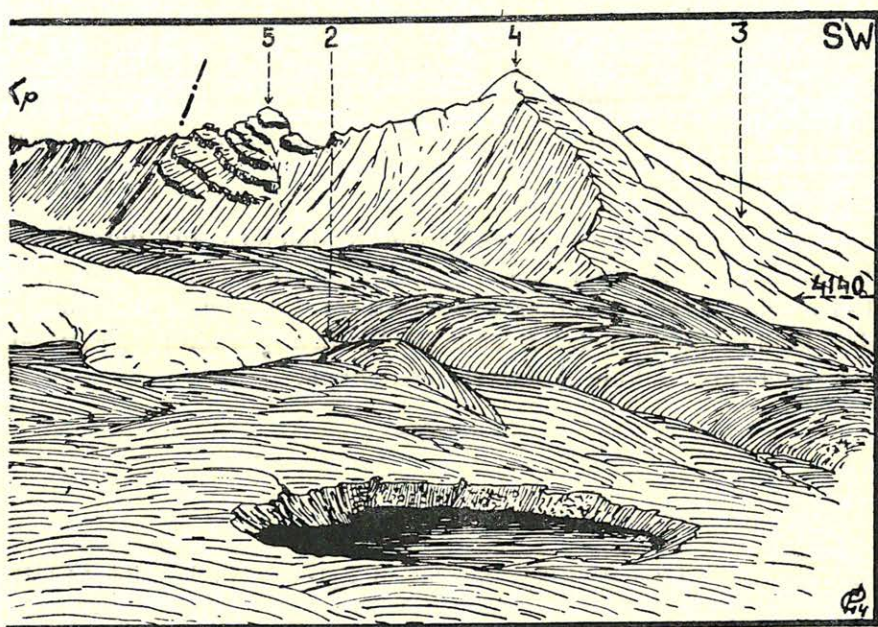
Abb. 127. a—h. Das Bild des Pittik-Tau von der Seitenmoräne der Burkhan-Zeit (4140 m) gesehen. In der Mitte der Terek-Ketschü Gletscher. 1: Östl. Terek-Ketschü Bach. 2: Westl. Terek-Ketschü Bach. 3: Das Tal des östl. Pittik-Gletschers. 4—5—6: Berge mit gleichen Ziffern an d. Abb. 126. Kp, Th: S. Abb. 126.

der felsigen Schneeberge haben auch die schwarzen Schiefer des Grundgebirges teilgenommen. Hinter dem westlichen Pittik-Gletscher sind wahrscheinlich die gefalteten Schichten der schwarzen Tonschiefer zu sehen. Aus diesen kam ein gleichmäßig hoher, von wenigen Felskanten unterbrochener eisiger Grat zustande. Berg Nr. 5 zeigt Kalksteinbänke, die eine Bildung der Karbon-Transgression sein müssen. Diese aus älteren Gesteinen entstandenen



Schollen liegen offenbar zwischen Brüchen, zwischen den Schollen der jüngeren Gesteine. Die jüngeren Gesteine werden vom grauen Kalk-Sandstein und vom von weiten sichtbaren roten Handelstandstein vertreten. Erstgenannten bildet den Fuss der Berggipfel Költüsdüm-Bel und Terek-Ketschü, letztgenannter ist das Gestein der höchsten Berggipfel des Pittik-Tau.

Noch deutlicher ist die Tektonik in Abb. 127 a—b zu sehen. Diese Skizze wurde von der Nordseite der felsigen Schneeberge des Pittik-Tau gezeichnet. Daraus ist zu ersehen, daß der Kern des hoch emporragenden felsigen Schneeberges von einem auffallend dünn geschichteten, sehr steilen schwarzen, offenbar schie-



ferigen Gestein (Kp) aufgebaut wird. Dieser Bergteil wird von den für den schwarzen Tonschiefer charakteristischen, von den Kirgisen überall Karakorum genannten schwarzen Schutthängen fast bedeckt; sie können auch vom darüber liegenden Firn nicht ganz verborgen werden. Die glatten Schuttabhänge ragen fast bis zum Grat empor. Berg Nr. 5 zeigt in dieser Skizze die mächtigen Bänke des Karbonkalksteins viel deutlicher als die vorher genannte Bildung. Östlich davon weisen die an die früheren Schollen gelehnten Rotsandstein-Bänke des Hauptberges zweifelsohne auf eine schollenartige Bruchstruktur hin.

Die zentrale Masse des Pittik-Tau hat demnach die Struktur



eines zerstückelten Ruinen- und Schuttberges. Nachdem die durch die große epirogene Hebung erhobene Masse in der Richtung des Tarim-Beckens stufenartig abbrach, kamen hier solche Trümmer zustande, in denen die Blöcke der vier übereinander liegenden Gesteinsgruppen nebeneinander gelangten. Das Äußere des Gebirges beweist unzweifelbar das ganz junge, also spättertiäre Alter der Struktur. In der Struktur des felsigen Schneeberges vom Pittik-Tau ist dies ein eigentümlicher Zug, weil er sich in einem verhältnismäßig engen Gebiet befindet. Rings um ihn liegen die Tafeln des grauen Sandsteins, welche älter als der Rotsandstein

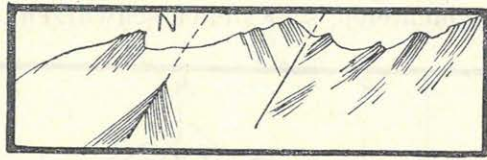


Abb. 128. Die Struktur des Tonschiefer-Grundgebirges in dem südl. Kara-Agyl Tal.

sind, in einer Verbreitung von vielen Kilometern auf dem Berg-rücken. Daraus ist zu folgern, daß die zentrale Felsalpe des Pittik-Tau das Ergebnis einer selbständigen Entwicklung darstellt. Hier konnte man auch an eine nach oben wirkende Kraft, an eine sogenannte lokale Aufwerfung denken.

#### LITERATURNACHWEIS.

(Fortsetzung zum Lit. i. d. Mitt. a. d. Jahrb. d. Kgl.-Ung. Geol. A. Bd. XXXIII.)

34. Terra. Geologische Forschungen im westlichen K'un-Lun und Karakorum-Himalaya. Berlin. 1932.
35. Margerie. L'oeuvre de Sven Hedin et l'orographie du Tibet.-Bull. de la Sect. Géogr. du Com. des Trav. hist. et scientif. 1928.
36. Leuchs. Geologie von Asien. Berlin. 1935 u. 1937.
37. Gregory. The structure of Asia. London. 1929.
38. Kropotkin. The orography of Asia.-Geogr. Journ. XXIII. 1904.
39. Argand. La tectonique de l'Asie.-Comp. Ren. Congr. Géol. I. XIII. Bruxelles. 1924. Vol. I.
40. Klebelsberg. Beiträge zur Geologie West-Turkestans. Innsbruck. 1922.
41. Prinz. Zentralasiatische Landschaftstypen.-Földr. Közlem. 1939.
42. Prinz. Die Auswirkung des Grundgebirges auf das Landschaftsbild. — Bul. Int. Soc. Hongr. Géogr. LXIX. 1941.



## ERLÄUTERUNGEN ZU DEN TAFELN I—VIII.

I. Oben das Bild des östl. Sujok Tales. In der Richtung SW der Stant-scharek-Berg und nach W zu eine andere Kalksteinklippe. Beide sind Stücke einer wagerechten hellgrauen Oberkarbontafel, die durch zwei Pfeilen gekennzeichnet ist. (Km: Oberkarbon. A: Angara-Sandstein. Ok: Olivinkersantit). Die Karbonklippen sind durch Angara-Schichten bedeckt. 1: Dscherüj-Hochfläche. 2: Djitim-Hochfläche. (Beide werden von Angara-Schichten aufgebaut). 3—3: Kurpe-Tau (Tafelscholle aus oberkarb. Kalkstein). 4: Die Mündungsstelle d. Dscherüj-Baches. 5: Die Mündungsstelle des Ejran-Su. 6: Kungej (s. w. Sonnenseite). An der Talsohle d. Sujok zw. den Pfeilen 4—5 besteht die dickbankige Wand aus Hanhai-Konglomerat.

In d. Mitte das Bergland nördl. vom Dorf Narynskoje. Eine pliozäne Schotterlandschaft. Die Schotterschichten stellen eine flache Mulde dar (Gestrichelte Linie). Die hoben Terrassen stammen aus dem glazialen Akkija-Stadium. Im Vordergrund das Naryn-Tal. 1: Kurterek-Tal. 2: Körbulak-Tal. 3. Nura-Tau.

Unten die Aussicht von dem Kara-Agyl Paß (3960 m). 1: Kismak Paß. (4090 m). 2: Berg Kundus. 3: Tekes-Dscheilö Tal. 4: Sarimiles Tal. 5: Schorluk-Dscheilö Tal. 6. Kösten-Dschilga Tal. 7: Kismak Tal. 8: Begdjurtu Tal. 9: Das Gidjek Gebirge. 10: Pittik-Tau. 11: Tschumbus Tal. 12—12: Kengol Tal. 13: Das Kapka Gebirge. 14: Jaschil-Dawan. 15: Kara-Dschilga Tal. 16: Sugurluk Paß. 17: Kara-Agyl Tal. 18: Kuromat Gebirge. 19: Das Tal d. Raskem-Darja. 20: Kandahar Gebirge.

II. Tekt.-morph. Kartenskizze des südlichsten Teiles des Tienschan-Gebirges. Durchweg eigene Aufnahmen d. Verf. Ortsnamen mit ung. Orthogr. — Die präkarbonische Faltung und Grundgebirgsreste sind durch gewellte Linienführung, große Granitmassen durch Kreuze, die beobachteten Faltungsachsen durch die Doppelpfeile gekennzeichnet. Ziegelwandartig ist die Verbreitung der oberkarbonischen Transgressions-Tafeln dargestellt. Sehr dünne gerade Linien und dazwischen feine Punkten bezeichnen die Angara-Schichten. Schwarz: Eruptivgesteine. Starke Punkte bedecken das Gebiet der roten Wüste, also der Hanhai-Schichten, schwache Punkte das des jetzigen Badlands, also der diluvialen Schotter- und Sandaufhäufungen. Die Hauptverwerfungen sind durch dicke Linien mit Fallrichtung angegeben. Sie sind die Hauptfaktoren des Landschaftbildes. Die ganz wichtigen Querbrüche sind durch starke Linien aber ohne Zacken gekennzeichnet. Angegeben ist die beobachtete pleistozäne Vergletscherung (Burkhan-Stadium) durch unruhig geführte starke Linie und die größeren Moränen dieser Zeit durch M-Zeichen. Vám im Karakoin-Tal heißt Zollwache.

III. — Erste Abbildung: das Bild des Kurpe-Tau. Nordseite. Im Vordergrund das Arpa-Syrt. 1: Kuguntasch-Tal. 2: Der Berg Kisyltöbe. 3: Kuguntasch-Berg. 4: Nördl. Sujok-Tal und der Tschongtör-Gletscher. F: Phyllit und



krist. Kalkstein präkarbon. Alters. Kp: Schwarzer Tonschiefer mit Marmorlagern. Km: Oberkarbon. hellgrauer, dickbankiger Transgressionskalkstein. D: Diabas. Starker Pfeil: Hauptverwerfung. H: Hanhai-Sandstein und Konglomerat in kleinen Stücken zum Gebirgsrand angeheftet aber meistens überdeckt durch riesige Moränen des Burkhan-Stadiums. Vorne Schottersteppe.

Zweite Abbildung. Das Sujok-Gebirge mit der Hauptwasserscheide des Naryn, Tarim und Kara-Darja. Die russisch-chinesische Grenze ist durch kleine Dreiecke gekennzeichnet. 1: Paß (5900 m) zwischen dem Kogart-Sujok und Tojun-Sujok. 2: Djitim-Bel. 3: Übergangsstelle zum Kogart-Sujok nach Fergana. 4: Sujok-Berg mit Nischengletschern. 5: Tschongtör-Berg und Gletscher. 6: Einbiegungsstelle des Arpa-Sujok Tales nach Osten.-Aussichtspunkt der Paß (5900 m) zwischen d. Arpa-Sujok und d. Kogart-Sujok. — Im Osten (E) der hohe Schneeberg ist der Eckpfeiler des Kurpe-Tau. Kp: Präkarbon. Schieferkomplex stark gefaltet. Spd: Spilitdiabas (Nr. 2—135). Oben die Punktlinie deutet die tertiäre Rumpffläche an. Im Tale deutliche Spuren der diluv. Vergletscherung.

Dritte Abbildung. Das Ulugart Tal. Aussichtspunkt: Dschol-tschu-mojnok (2640 m), auf d. Tafel IV in d. NW. Ecke über d. Kote 3175 hinter dem Ausgangstor des Ulugart am Rande des Tarim-Beckens. (1). 2: Tschebitschkol. 3: Die Richtung des Atojnok-Passes. 4: Artschalajrik Tal. 5: Tamduk Tal. 6: Aktasch Tal. 7: Depschitalas-Karatök Tal. 8: Ulugart Tal, Saumpfad in der Richtung des Ulugart-Passes Hedin's. Klp: Kloritschiefer, Gp: Gabbroschiefer, mit den Artschalajrik-Schlucht.-SW: Die Riesen des Atojnok-Gebirges. Die punktierte Linie deutet die Sohle des prädiluvialen (od. altdiluvialen d. Akkija-Stadiums) Tales als Fortsetzung des Rückens an der Artschalajrik-Schlucht an. Über 200 m mächtig liegt hier Schotter. Im Vordergrund Hauptterrasse d. Burkhan-Stadiums. Im tiefen Bette des Ulugart Auenwäldchen. sonst Halbwüste.

IV. Tekt.-Morpholog. Kartenskizze des mittleren Teiles des Bolor-Tag. Die Zeichenerklärung s. unter Taf. II. Die Nadelwälder sind außerdem durch kleine schwarze Kegeln, die Grassteppen durch Büscheln gekennzeichnet. Nicht nur die Eruptiva, auch die Seen sind schwarz dargestellt.

V. Tekton.-Morpholog. Kartenskizze des westlichen Teiles des Bolor-Tag. Am oberen Rand der Skizze bezeichnen die kleinen Ringe das Gebiet des Aigart-Konglomerates. Sonst s. die Zeichenerkl. unter Taf. II.

VI. Oben das Bild der Ostwand des Berges Kungurtübe. Im Vordergrund der Koxsel-Gletscher. Aussichtspunkt 3550 m.

Unten das Bild des King-Tau von dem Kiakbaschi-Pamir aus einer Höhe v. 5810 m. (Camp 25—26. VI. 1909.) 1: Fluß Karaart. 2: Ojürma-Bel 4070 m. 3: Berg Markan-Ata. 4: Karaart-Schlucht. 5: Schotterinsel des Kibakbaschi-Pamirs. 6: Ein Ast des breiten Trockentales des Kiakbaschi-Pamirs. Gr: Granit, Gn: Gneiß, F: Krist. Schiefer und Phyllit-Gruppe, Km: Die auffallend wagerechten oberkarbonischen Transgressionstafeln des Markan-Ata.

VII. Tekton.-Morpholog. Kartenskizze des nordwestlichsten Ausläufers des Kwenlun-Systems. Zeichenerkl. unter Taf. II. I bezeichnet die Linie des Querschnittes der Abb. 109. und II die der Abb. 110. Es sind noch die Oasen durch kleine Ringe, die Grassteppen durch kleine Büscheln dargestellt.

VIII. Isohypsenkarte mit den Hauptverwerfungen des Schollengebirges im Osten des Fergana-Beckens (Alaikü-Gebiet und Fergana-Gebirgskette).



## TARTALOMJEGYZÉK. — INHALT.

A turkesztáni főmedencéket elválasztó hegységek földtani építménye és arculata. (A német szöveg összefoglaló részeinek kivonata.) .....	5 (207)
<i>Bau und Bild der turkestanischen Scheidegebirge zwischen dem Tarim- und Fergana-Becken</i> .....	57 (261)
Einleitung .....	57 (261)
1. Der östliche Bruchrand des Fergana-Beckens .....	59 (263)
2. Der Nordrand der Kaschgarer Bucht des Tarim-Beckens .....	79 (283)
3. Der Kurpe-Tau .....	95 (299)
4. Das Große-Narin-Becken. ....	102 (306)
5. Alaiku .....	131 (335)
6. Die Fergana-Gebirgskette .....	150 (354)
7. Der südwestliche Rand des Tarim-Beckens vom Kisiljart bis Jarkand .....	159 (363)
8. Das Karateke-Gebirge .....	180 (384)
9. Die Gebirgszüge des Bolor-Tag und die dahinter liegenden Pamire .....	190 (394)
10. Der Kungur-Tübe .....	217 (421)
11. Das Üssen-Gebirge .....	220 (424)
12. Das Westende des Kwenlun-Bergsystems .....	228 (432)
Literaturnachweis .....	260 (464)
Erläuterungen zu den Tafeln I—VIII. ....	261 (465)

Felelős kiadó: Dr. Prinz Gyula.

---

DUNÁNTÚL PÉCSI EGYETEMI KÖNYVKIADÓ ÉS NYOMDA R. T. PÉCSETT.

A nyomdáiért felelős: Mészáros József igazgató.







